ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. VIII WARSZAWA 1958 No. 2

HENRYK KOZIKOWSKI

Stosunek płaszczowiny magurskiej do podłoża*

STRESZCZENIE: W oparciu o głębokie wiercenia, analizę mapy geologicznej i danych grawimetrycznych autor przedstawia stosunek płaszczowiny magurskiej do jej podłoża. Dochodzi przy tym do wniosku, że tworzy ona stosunkowo niegrubą, płaską pokrywę bez strefy korzeniowej, leżącą na pięciu różnych, intensywnie pofałdowanych jednostkach tektonicznych, widocznych w licznych oknach tektonicznych na całej szerokości płaszczowiny magurskiej. Przed nasunięciem się płaszczowiny magurskiej jej podłoże dwukrotnie podlegało erozji, a następnie raz jeszcze zostało wraz z nią pofałdowane, w wyniku czego powstały struktury spiętrzone.

WSTĘP

Na obszarze płaszczowiny magurskiej wykonano szereg wierceń, które przebiły płaszczyznę jej nasunięcia i weszły w podłoże. Najstarsze wiercenia gromadzą się przede wszystkim we wschodniej części interesującego nas regionu, gdzie w okresie wojennym i po ostatniej wojnie przybyło sporo nowych i cennych pod względem geologicznym otworów. W zachodniej części jest ich mało. Są one jednak rozmieszczone w szczególnie ciekawych miejscach. Wiercenia te często przekraczają 1000 m głębokości, dając bogaty materiał do studiów nad tektoniką płaszczowiny magurskiej i jej podłoża.

Stosunek płaszczowiny magurskiej do podłoża w strefach okien tektonicznych na tle prac kartograficznych omówiłem już na innym miejscu (1953, 1956b). Dlatego też ograniczę się wyłącznie do analizy przekrojów geologicznych popartych wierceniami.

Oczywiście ilość tych wierceń w stosunku do wielkiego obszaru płaszczowiny magurskiej jest znikoma a rozmieszczenie, dyktowane względami przemysłowymi, bardzo nierównomierne. Z góry przeto zaznaczę, że artykuł ten nie daje pełnego obrazu zagadnienia określonego w tytule. Rzuca on zaledwie niewielki snop światła na to niezmiernie interesujące zagadnienie.

---

* Jest to streszczenie referatu wygłoszonego w Krakowie dnia 8.IV.1957 r. na kolokwium Polskiego Towarzystwa Geologicznego pt. „Stosunek serii magurskiej do sąsiadujących jednostek tektonicznych".

Na marginesie tych spraw zamierzam przeprowadzić próbę analiz budowy geologicznej płaszczowiny magurskiej na tle zdjęć grawimetrycz nych. Problem ten pokrótce w ramach szerokich zagadnień karpackich po ruszył po raz pierwszy K. Tołwiński (1956). Próby tego rodzaju dla za chodniej części Centralnej Depresji Karpackiej z pozytywnymi rezulta tami w roku ubiegłym przeprowadził Z. Obuchowicz.

Dla uzyskania możliwie najpełniejszego obrazu stosunku płaszczowi ny magurskiej do jej podłoża — obok sporej ilości własnych materiałów — oparłem się na stosunkowo skromnej literaturze (Świdziński 1946, 1950 Hempel 1948, Wyszyński 1938) oraz na rękopiśmiennych materiałach geo logów Przemysłu Naftowego: prof. dr A. Tokarskiego, prof. dr J. Wdo wiarza, prof. dr K. Koniora, inż. A. Trnobranskiego, mgr Wł. Moryc i mgr P. Karnkowskiego, którym wyrażam swą wdzięczność. Ponadt bardzo dziękuję prof. dr A. Tokarskiemu Dyrektorowi Departamentu Geo logii C. U. N. oraz inż. M. Krygowskiemu Dyrektorowi Zarządu Przed siębiorstwa Geologiczno-Wiertniczego Przemysłu Naftowego za udostęp nienie mi materiałów potrzebnych do opracowania niniejszego artykułu

OPIS PRZEKROJÓW

Poszczególne przekroje omówimy zaczynając od zachodnich grani państwa, posuwając się w kierunku wschodnim, a kończąc na okolicac Męciny Wielkiej, położonej w odległości 10 km od Gorlic.

Jako uzupełnienie do opracowanego tematu załączam ponadto dw przekroje z półwyspu harklowskiego. Wszystkie niżej omawiane przekroj zlokalizowane są na szkicu tektonicznym (tabl. I).

Sól (przekrój I).

W miejscowości Sól koło Zwardonia pojawia się w obrębie płasz czowiny magurskiej niewielki wysad (Kozikowski 1956c, Kozikowsk & Jednorowska 1956). W skład jego wchodzą silnie przefałdowane war stwy inoceramowe oraz niższa część pstrego eocenu. Na granicy obu kom pleksów warstw spotyka się czarne rogowce, które uważam za litostraty graficzny ekwiwalent spongiolitów z okolic Babiej Góry. Wysad ten w kie runku zachodnim zanurza się palczasto rozgałęzionymi antyklinami, uka zującymi w swych jądrach coraz młodsze warstwy. Od wschodu jest on obcięty dużym poprzecznym uskokiem.

Pod płaszczowiną magurską, którą przebito wierceniami na głęb 478 m, 480 i 561 m, nawiercono jednostkę wgłębną o odmiennym składzie litostratygraficznym, spoczywającą z kolei na jeszcze jednej, bliżej nie znanej jednostce.

W skład wgłębnej jednostki wchodzą: 1) eocen podmenilitowy wy kształcony jako pstre łupki z wkładkami piaskowców, 2) warstwy meni-

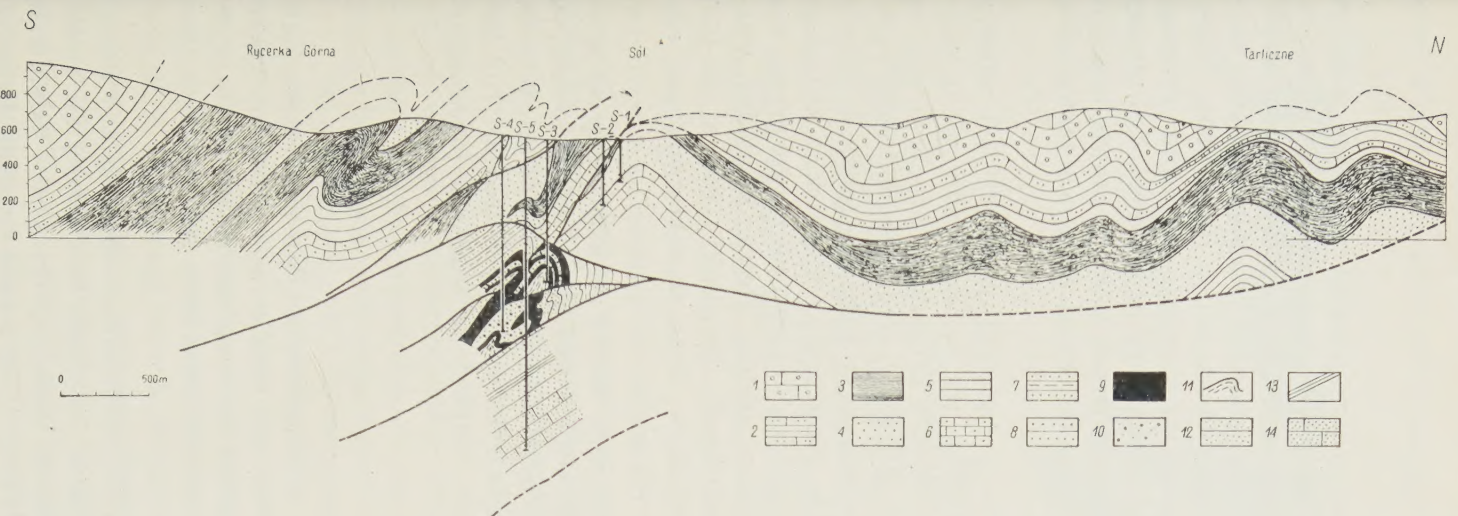


Fig. 1

Przekrój I (wg autora)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy magurskie, *2* w-wy podmagurskie; w-wy pstre — *3* łupki zielone z wkładkami czerwonymi, *4* piaskowce; w-wy inoceramowe — *5* seria łupkowo-piaskowcowa, *6* seria piaskowcowa. Jednostka wgłębna Soli: w-wy krośnieńskie — *7* seria łupkowo-piaskowcowa, *8* seria piaskowcowa; w-wy menilitowe — *9* łupki czarne, *10* piaskowce i zlepieńce; *11* eocen podmenilitowy. Jednostka przedmagurska: *12* piaskowce gruboławicowe z wkładkami łupków szarych, *13* łupki szare, *14* piaskowce gruboławicowe z wkładkami łupków czarnych

Section I (after the author)

Magura nappe: *1* Magura beds, *2* sub-Magura beds; variegated beds — *3* green shales with red intercalations, *4* sandstones; Inoceramus beds — *5* shale-sandstone series, *6* sandstone series. Subsurface Sola Unit: Krosno beds — *7* shale-sandstone series, *8* sandstone series; menilitic beds — *9* black shales, *10* sandstones and conglomerates; *11* sub-menilitic Eocene. Pre-Magura Unit: *12* thick-bedded sandstones intercalated by grey shales, *13* grey shales, *14* thick-bedded sandstones intercalated by black shales

litowe, składające się z czarnych łupków, piaskowców i zlepieńców, oraz 3) warstwy krośnieńskie.

Jednostka ta, którą prowizorycznie nazywam jednostką wgłębną Soli, w stosunku do płaszczowiny magurskiej ma odrębny styl budowy wynikający z ruchu nasuwawczego płaszczowiny magurskiej oraz z wcześniejszego uformowania się zarówno pod względem tektonicznym jak i morfologicznym. Wykazuje ona wyraźną dwudzielność tektoniczną. Płaszczowina magurska „ścięła" warstwy krośnieńskie elementu wyższego i spłynęła ku północy, opierając się o strop serii menilitowej. Ten wyższy element tektoniczny jest niemal płasko leżącą łuską o prawie zupełnie wytartym skrzydle odwróconym. Łuska ta leży na elemencie tektonicznie niższym, podobnie zredukowanym.

Wykształcenie litostratygraficzne wgłębnej jednostki Soli odbiega od znanych dotychczas profilów. Dlatego też na razie trudno mi ją utożsamić z jakąkolwiek ze znanych jednostek karpackich. Spoczywa ona na bliżej nie sprecyzowanych pod względem stratygraficznym warstwach. Być może, że są to warstwy krośnieńskie, gdyż wykazują pewne podobieństwo do warstw widocznych u czoła płaszczowiny magurskiej, odległego o przeszło 6 km. Jednakże słaba wapnistość tej serii nie bardzo przemawia za tym przypuszczeniem, jakkolwiek w rejonie Klęczan spotkałem warstwy krośnieńskie o niskiej wapnistości. K. Tołwiński (1956, s. 169-170) uważa je za warstwy kredowe Silezidów. Brak charakterystycznej mikrofauny nie pozwala na ustalenie ich wieku.

Najniższa nawiercona część tej serii składa się z jasnoszarych gruboławicowych, niewapnistych piaskowców z wkładkami wapnisto-ilastych czarnych łupków. Wyżej leżą jasnoszare piaskowce gruboławicowe, przedzielone niewielką wkładką ciemnoszarych wapnistych łupków. Nie jest rzeczą wykluczoną, że seria ta może należeć do jednostki przedmagurskiej.

Skomielna Biała (przekrój II)

Położenie rejonu Rabki na skłonie elewacji Mszany Dolnej i jej przejściu w depresję Chabówki (Świderski 1952) a nadto bogactwo typów litologicznych spotykanych w płaszczowinie magurskiej tych okolic przyczyniły się do powstania bardzo urozmaiconych form tektonicznych (Kozikowski 1956a).

Na zachód od południowej części tektonicznego okna Mszany Dolnej widzimy wtórnie sfałdowaną antyklinę Zarytego, która dalej ku zachodowi rozwidla się na dwa siodła niższego rzędu, przedzielone w Skomielnej Białej łękiem warstw pstrych. Antykliny te są wąskie i strome. Przechy-

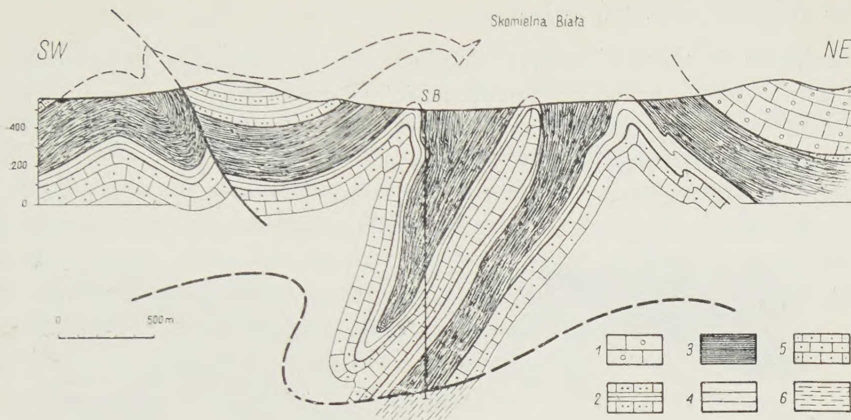


Fig. 2

Przekrój II (wg autora)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy magurskie, *2* w-wy podmagurskie, *3* w-wy pstre; w-wy inoceramowe — *4* seria łupkowo-piaskowcowa, *5* seria piaskowcowa. Struktura Mszany Dolnej: *6* w-wy krośnieńskie

Section II (after the author)

Magura nappe: *1* Magura beds, *2* sub-Magura beds, *3* variegated beds; Inoceramus beds — *4* shale-sandstone series, *5* sandstone series. Mszana Dolna structure: *6* Krosno beds

lają się one ku północy. W ich jądrach występują gruboławicowe piaskowce oraz seria łupkowo-piaskowcowa warstw inoceramowych. Partie synklinalne są wypełnione warstwami pstrymi z grubymi wkładkami czerwonych łupków. Wiercenie w Skomielnej Białej przebiło dwie takie synkliny. Obszar synklinalny położony na północ od Skomielnej Białej zajmują warstwy magurskie Lubonia. Natomiast na południu znajduje się płaska synklina Zbójeckiej Góry wypełniona marglami z piaskowcami i łupkami warstw podmagurskich, spoczywających na warstwach pstrych. Są one oddzielone podłużnym uskokiem od antykliny Rabki.

Na głębokości 1487,1 m wiercenie przebiło płaszczowinę magurską i weszło w szare łupki krośnieńskie z wkładkami czarnych niewapnistych łupków. Są one tego samego typu co warstwy krośnieńskie w Olszówce, należące do tektonicznego okna Mszany Dolnej. Wiercono w nich do 1509,5 m (końcowa głębokość). Należą one do młodszej serii warstw krośnieńskich wydzielonej przez B. Świderskiego (1952). Uzyskane wyniki geologiczne potwierdzają istnienie elewacji Przytkowic — Mszany Dolnej tego autora i sąsiadującej z nią od zachodu depresji Lgoty — Chabówki. Z drugiej strony potwierdzają się przewidziane przez B. Świderskiego przefałdowania w płaszczowinie magurskiej.

Poręba Wielka (przekrój III)

Z badań B. Świderskiego (1952) wynika, że elewacja Przytkowic posiada odpowiednik w południowej części płaszczowiny magurskiej w postaci okna tektonicznego Mszany Dolnej, gdzie spod tej płaszczowiny wynurza się niższa jednostka tektoniczna.

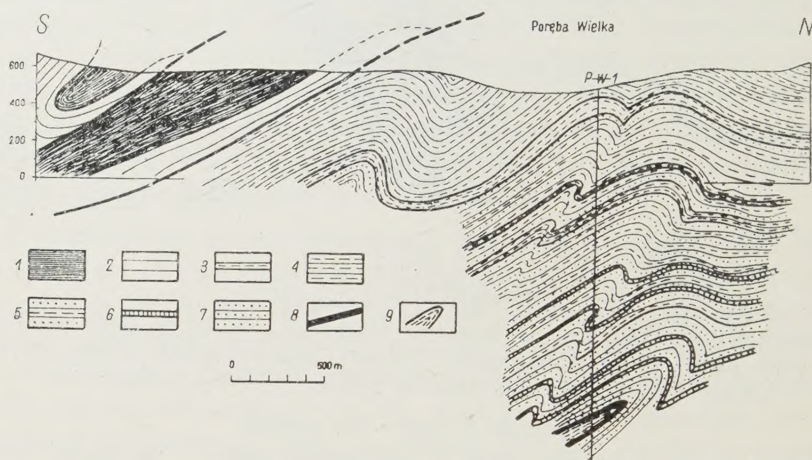


Fig. 3

Przekrój III

(zdjęcie geologiczne wg J. Wdowiarza; wiercenia wg A. Tokarskiego i H. Kozikowskiego)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy pstre, *2* w-wy inoceramowe. Struktura Mszany Dolnej: w-wy krośnieńskie — *3* łupki, *4* łupki z piaskowcami, *5* piaskowce z łupkami, *6* czarne łupki, *7* piaskowce gruboławicowe; *8* w-wy menilitowe; *9* eocen podmenilitowy

Section III

(geological map after J. Wdowiarz; deep-borings after A. Tokarski and H. Kozikowski)

Magura nappe: *1* variegated beds, *2* Inoceramus beds. Mszana Dolna structure: Krosno beds — *3* shales, *4* shales with sandstones, *5* sandstones with shales, *6* black shales, *7* thickbedded sandstones; *8* menilitic beds, *9* sub-menilitic Eocene

Według moich obserwacji (1953, 1956c) warstwy krośnieńskie występujące w tym oknie należą do grupy zewnętrznej (Świdziński 1934) i bardzo przypominają warstwy krośnieńskie ze Skrzydlnej. „Czarna kreda" z okolic Mszany Dolnej według B. Świderskiego (1952) jest zaklinowana od góry w warstwy krośnieńskie. Te same warstwy zaobserwowałem w Olszówce i uznałem je za warstwy grybowskie (1956c). Podkreślić ponadto

należy, że czarne łupki menilitowe nawiercone w Porębie Wielkiej różnią się dość znacznie od warstw grybowskich z Olszówki, są natomiast łudząco podobne do warstw menilitowych ze Skrzydlnej zaobserwowanych w wykonanych tam wierceniach, usytuowanych przed czołem płaszczowiny magurskiej w odległości ponad 18 km na NE od Poręby Wielkiej.

Wykonane tu wiercenie potwierdza istnienie trójdzielnych warstw krośnieńskich w oknie tektonicznym Mszany Dolnej. W najniższej partii, tj. w głębokości 1708-1790 m przewiercono jądro antykliny przechylonej ku N, zbudowane z warstw menilitowych i pstrych łupków. Od głębokości 1790 m do 1833,3 m (końcowa głębokość) wiercono ponownie w gruboławicowych piaskowcach krośnieńskich.

Jak wynika z nie ogłoszonych drukiem badań J. Wdowiarza, płaszczowina magurska na południe od Poręby Wielkiej składa się z warstw inoceramowych i pstrych warstw. Płaszczyzna nasunięcia zapada ku południowi pod kątem około 30°.

Mordarka (przekrój IV)

Wiercenie Ernuśka wykonane w r. 1927 usytuowano w Mordarce na niewielkiej antyklinie zbudowanej z warstw inoceramowych płaszczowiny magurskiej. Siodło to leży na północ od zachodniego odcinka okna tektonicznego Kłęczan — Pisarzowej (Kozikowski 1953). Próbki skał z tego odwiertu szczegółowo opisał St. Weigner (Wyszyński 1938). Z jego opisu wynika, że wiercenie to przebiło płaszczowinę magurską na głębokości około 100 m, pod którą nawiercono warstwy krośnieńskie jednostki Ropy-Pisarzowej. W głębokości 178-188 m nawiercono czarne rogowce z wkładkami czarnych łupków, a do głębokości 258 m wiercono w czarnych łupkach z wkładkami ciemnoszarych, które Weigner zaliczył do serii menilitowej (warstwy grybowskie). Następnie aż do 1117 m wiercono jedynie w warstwach krośnieńskich tego samego typu co w stropie warstw grybowskich.

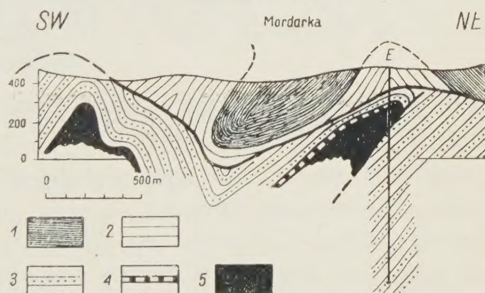


Fig. 4
Przekrój IV (wg autora)
Płaszczowina magurska: *1* warstwy pstre, *2* w-wy inoceramowe. Jednostka Ropy-Pisarzowej: *3* w-wy krośnieńskie; w-wy grybowskie — *4* rogowce, *5* czarne łupki

Section IV (after the author)
Magura nappe: *1* variegated beds, *2* Inoceramus beds. Ropa-Pisarzowa Unit: *3* Krosno beds; Grybów beds — *4* hornstones, *5* black shales

Na podstawie wspomnianego opisu i własnych badań polowych (1953) skonstruowałem przekrój (fig. 4). Widoczne jest na nim, że 1,5 km na północ od okna tektonicznego Klęczan-Pisarzowej pod cienką pokrywą płaszczowiny magurskiej pojawia się element tektoniczny identyczny z elementami znanymi ze wspomnianego okna. Między tymi wypiętrzeniami podłoża płaszczowina magurska, dostosowując się do swego podłoża, zyskuje prawdopodobnie na miąższości, osiągając 500 m, przy czym synklina płaszczowiny magurskiej nakłada się na synklinę jednostki Ropy-Pisarzowej.

Pisarzowa (przekrój V)

W związku z naturalnymi wyciekami ropy naftowej występującymi w warstwach krośnieńskich jednostki Ropy-Pisarzowej, już przed I wojną światową właściciel ziemski baron Brunicki (Wyszyński 1938) wykonał kopankę, którą później pogłębił przy pomocy wierceń do głębokości ok

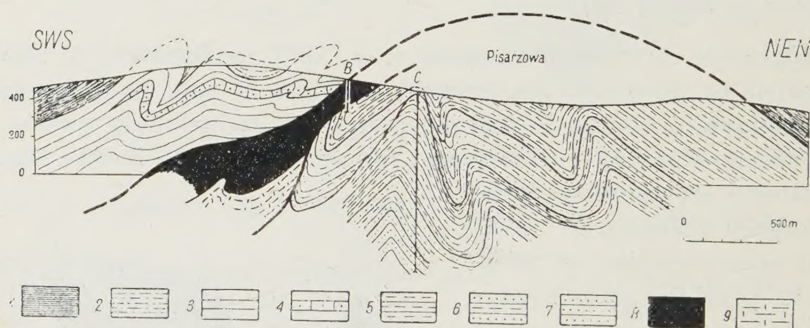


Fig. 5

Przekrój V

(wg autora; profile odwiertów wg S. Weignera)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy pstre, *2* seria kanińska; w-wy inoceramowe — *3* łupki z piaskowcami, *4* piaskowce. Jednostka Ropy-Pisarzowej: w-wy krośnieńskie — *5* łupki z piaskowcami, *6* piaskowce z łupkami; *7* piaskowce; *8* w-wy grybowskie; *9* w-wy podgrybowskie

Section V

(after the author; profiles of bore-holes after S. Weigner)

Magura nappe: *1* variegated beds, *2* Kanina series; Inoceramus beds— *3* shales with sandstones, *4* sandstones. Ropa-Pisarzowa Unit: Krosno beds — *5* shales with sandstones, *6* sandstones with shales; *7* sandstones; *8* Grybów beds; *9* sub-Grybów beds

200 m. Była ona usytuowana u czoła nasunięcia warstw inoceramowych. Na podstawie zaobserwowanego na hałdzie urobku stwierdziłem, że wiercenie to przebiło warstwy grybowskie, na których zostało założone i weszło w warstwy krośnieńskie.

Niedaleko od wspomnianej kopanki w r. 1927 wykonano wiercenie Claudius, również opisane przez St. Weignera (Wyszyński 1938). Pomimo osiągniętej 937 m głębokości nie przebiło ono warstw krośnieńskich.

Płaszczyzna nasunięcia płaszczowiny magurskiej w przekroju Pisarzowej na południowym krańcu okna tektonicznego nachylona jest prawdopodobnie pód kątem 45°, a na północnym — około 40°. W jej budowie zaznacza się charakterystyczne spiętrzenie warstw inoceramowych na południe od otworu Brunickiego, w których obrębie wyróżniamy fację kanińską oraz serię piaskowców gruboławicowych (Kozikowski 1953).

Klęczany (przekroje VI—VIII)

Prace wiertnicze w Klęczanach należą do najstarszych w Polsce. Od wykonania pierwszego wiercenia na tym terenie mija właśnie 100 lat. Wiertnicze kopalnictwo klęczańskie jest więc zaledwie 3 lata młodsze od bóbrzeckiego, w skali zaś światowej uplasowało się na 3-cim miejscu po Bóbrce i U. S. A. Po okresie rozkwitu nastąpił gwałtowny upadek w r. 1906, kiedy to cały ruch wiertniczy przerzucono w okolice Borysławia. Do obecnych czasów z rejonu Klęczan zachowały się dane odnoszące się do ponad 160 wierceń, nie licząc kopanek i studni.

Przekrój VI. — Nawrót zainteresowania się tym rejonem przypada na pierwsze lata po I wojnie światowej. Wykonano wówczas wiercenie Teresa I do głębokości 473,3 m. Dokładny jego opis znam z notatek St. Weignera. Wynika z nich, że wiercenie to przebiło płaszczowinę magurską w głębokości 73 m i do końca znajdowało się w warstwach krośnieńskich. Warunki złożowe oraz wkładki czarnych łupków na głębokości 340-446 m skłoniły mnie do interpretacji tektonicznej, jakiej dałem wyraz na przekroju. Wkładki czarnych łupków pozwalają przypuszczać, że wiercenie to znajdowało się w najniższej części warstw krośnieńskich jednostki Ropy-Pisarzowej. Z jego sytuacji wynika, że znajduje się on na linii przekroju XIII (Kozikowski 1953). W przekroju tym warstwy podgrybowskie i ich młodszy nadkład południowego fałdu jednostki Ropy-Pisarzowej odkłute względnie oderwane od swej strefy „spłynęły" jako porwak tektoniczny na warstwy krośnieńskie fałdu północnego. Strefa korzeniowa porwaka uległa zamaskowaniu nasunięciem spiętrzonej strefy warstw inoceramowych. Po północnej stronie warstwy inoceramowe leżą dość płasko i są bardzo łagodnie sfałdowane.

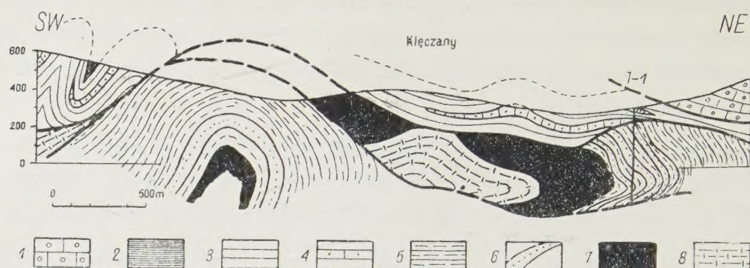


Fig. 6

Przekrój VI

(wg autora; profil odwiertu wg S. Weignera)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy magurskie, *2* w-wy pstre; w-wy inoceramowe — *3* łupki z piaskowcami, *4* piaskowce. Jednostka Ropy-Pisarzowej: w-wy krośnieńskie — *5* łupki z piaskowcami, *6* piaskowce; *7* w-wy grybowskie; *8* w-wy podgrybowskie

Section VI

(after the author; profile of bore-hole after S. Weigner)

Magura nappe: *1* Magura beds, *2* variegated beds; Inoceramus beds — *3* shales with sandstones, *4* sandstones. Ropa-Pisarzowa Unit: Krosno beds — *5* shales with sandstones, *6* sandstones; *7* Grybów beds; *8* sub-Grybów beds

Przekrój VII. — W przekroju tym mamy dwa wiercenia. Pierwsze z nich — Teresa II wykonano w latach 1922-1925 i doprowadzono do głębokości 811 m. Jego profil znam na podstawie raportów wiertniczych, notatek St .Weignera a także notatek i ustnych informacji W. Rogali oraz z jego korespondencji z właścicielem odwiertu. Z tych danych oraz z prac kartograficznych (Kozikowski 1953) wynika, że wiercenie to założono w oknie tektonicznym na jednostce Ropy-Pisarzowej. Do głębokości 690 m wiercono w warstwach podgrybowskich, w których na głębokości 538-539 m przebito wkładkę czerwonych łupków. Do głębokości 778 m wiercono w serii tzw. przejściowej, tj. serii mającej z jednej strony cechy litologiczne zbliżone do cech warstw podgrybowskich a z drugiej — do warstw klęczańskich, w których wiercono na głębokości 778-811 m.

W nawiązaniu do tego otworu w r. 1945 założono na południe od niego na warstwach inoceramowych nowe wiercenie K-1. Na głębokości 321 m przebito warstwy inoceramowe płaszczowiny magurskiej i napotkano warstwy krośnieńskie, w których wiercono do głęb. 834,85 m. Są to warstwy krośnieńskie jednostki Ropy-Pisarzowej, które w głęb. 550 m dają się podzielić na dwa ogniwa. Niższe wyraża się brakiem wapnistości.

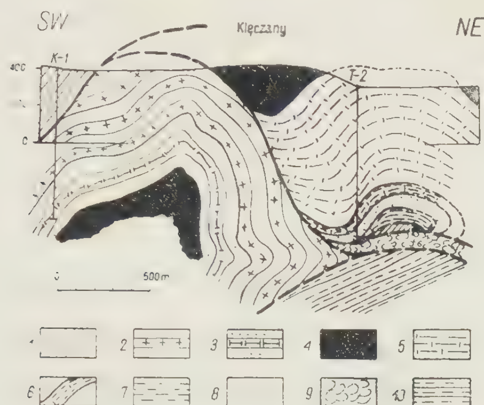


Fig. 7

Przekrój VII
(wg autora; profil odwiertu T. 2 wg S. Weignera)
Płaszczowina magurska: *1* warstwy inoceramowe. Jednostka Ropy-Pisarzowej: w-wy krośnieńskie — *2* seria wapnista; *3* seria niewapnista; *4* w-wy grybowskie; *5* w-wy podgrybowskie; *6* seria przejściowa; w-wy klęczańskie — *7* łupki z piaskowcami, *8* piaskowce; *9* brekcja tektoniczna. Fałd Rożnowa (?): w-wy krośnieńskie — *10* łupki z piaskowcami

Section VII
(after the author; profile of bore-hole after S. Weigner)
Magura nappe: *1* Inoceramus beds. Ropa-Pisarzowa Unit: Krosno beds — *2* calciferous series, *3* non-calciferous series; *4* Grybów beds; *5* sub-Grybów beds; *6* passage series; Klęczany beds — *7* shales with sandstones, *8* sandstones; *9* tectonic breccia. Rożnów fold (?): Krosno beds — *10* shales with sandstones

Przekrój VIII. — W przekroju tym widzimy nadal północny element jednostki Ropy-Pisarzowej pod postacią fałdu warstw krośnieńskich we „wtórnym" oknie tektonicznym. Okno to od południa ogranicza nasunięcie płaszczowiny magurskiej a od północy nasunięcie elementu południowego, który i tu został „przerzucony" ponad elementem niższym, czyli północnym. Jest on odsłonięty dzięki daleko zaawansowanej erozji płaszczowiny magurskiej. Fakt ten potwierdziły wiercenia. Widzimy tu czołową partię fałdu południowego odkłutego i rzuconego z jednej strony na warstwy krośnieńskie północnego elementu jednostki Ropy-Pisarzowej, a z drugiej — na niższe warstwy krośnieńskie grupy zewnętrznej. Na granicy tektonicznej utworzyła się brekcja tektoniczna, w której znajdują się także jakieś elementy kredowego wieku, stwierdzone mikropaleontologicznie. Budowę tego porwaka tektonicznego wyjaśniło wiercenie Teresa II. Potwierdziło ją i ugruntowało nowe wiercenie K-3, które przebiło go w głębokości 705 m. Od 705 do 753 m stwierdzono obecność małego porwaka tektonicznego warstw krośnieńskich o wyraźnej niezgodności kąto-

wej upadów w stosunku do warstw leżących wyżej i niżej. Na głęb. 850 m przewiercono brekcję tektoniczną. Do końcowej głębokości 1559 m wiercono w warstwach krośnieńskich, których litologiczne wykształcenie w naszym rejonie pozwala je zaliczyć do grupy zewnętrznej.

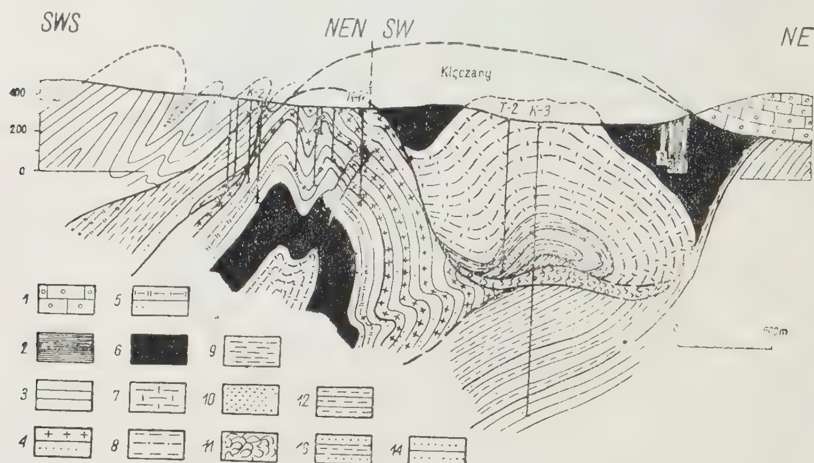


Fig. 8

Przekrój VIII

(wg autora; profil odwiertu T. 2 wg S. Weignera)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy magurskie, *2* w-wy pstre, *3* w-wy inoceramowe. Jednostka Ropy-Pisarzowej: w-wy krośnieńskie — *4* seria wapnista, *5* seria niewapnista; *6* w-wy grybowskie; *7* w-wy podgrybowskie; *8* seria przejściowa; w-wy klęczańskie — *9* łupki z piaskowcami, *10* piaskowce; *11* brekcja tektoniczna. Fałd Rożnowa (?): w-wy krośnieńskie — *12* łupki z piaskowcami, *13* piaskowce z łupkami, *14* piaskowce

Section VIII

(after the author; profile of bore-hole T. 2 after S. Weigner)

Magura nappe: *1* Magura beds, *2* variegated beds, *3* Inoceramus beds. Ropa-Pisarzowa Unit: Krosno beds — *4* calciferous series, *5* non-calciferous series; *6* Grybów beds; *7* sub-Grybów beds; *8* passage series; Klęczany beds — *9* shales with sandstones, *10* sandstones; *11* tectonic breccia. Rożnów fold (?): Krosno beds — *12* shales with sandstones, *13* sandstones with shales, *14* sandstones

Tektonikę elementu północnego położonego w obrębie starej kopalni sprecyzowano na podstawie wierceń K-2 i K-4 oraz drogą analizy stosunków złożowych w starych odwiertach.

Stosunek płaszczowiny magurskiej do jednostki Ropy-Pisarzowej wyjaśnia wiercenie K-2 oraz kilka otworów starej kopalni położonych na południe od niego. Wiercenie K-2 przebiło warstwy inoceramowe płasz-

czowiny magurskiej już w głęb. 20,5 m. Pod nimi nawiercono łupki warstw klęczańskich i w głęb. 60,3 m wiercenie weszło w warstwy krośnieńskie. W założonych na południe od tego wiercenia starych otworach stwierdzono, że płaszczyzna nasunięcia płaszczowiny magurskiej zapada ku południowi pod kątem około 50° kontaktując z warstwami klęczańskimi (Kozikowski 1953). Płaszczowinę magurską reprezentują tu spiętrzone warstwy inoceramowe przedzielane wąskimi synklinami pstrych łupków.

Szalowa-Bieśnik (przekrój IX)

Na wschód od Klęczan wykonano szereg wierceń w miejscowościach Librantowa, Stara Wieś i Ropa. Jednakże z braku dokładnych danych geologicznych zmuszony jestem przerzucić się od razu do okolic Szalowej.

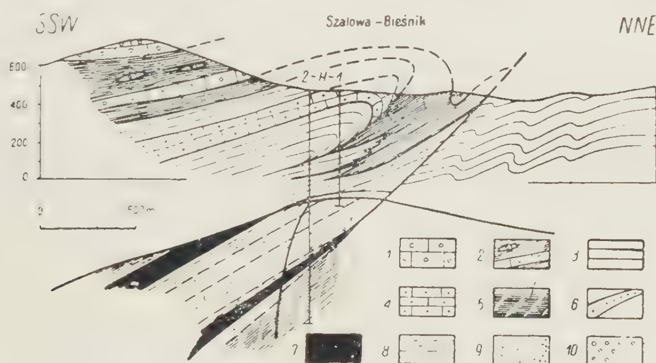


Fig. 9
Przekrój IX

(wg H. Świdzińskiego, 1950)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy magurskie, *2* pstre łupki z wkładkami piaskowców typu piask. magurskiego; w-wy inoceramowe — *3* seria łupkowo-piaskowcowa, *4* piaskowce. Fałd Gorlic: w-wy krośnieńskie górne — *5* łupki, *6* piaskowce; *7* w-wy menilitowe; eocen podmenilitowy — *8* łupki pstre, *9* piaskowce ciężkowickie; *10* piaskowce warstw czarnorzeckich

Section IX

(after H. Świdziński, 1950)

Magura nappe: *1* Magura beds, *2* variegated shales intercalated by sandstones of the Magura sandstone type; Inoceramus beds — *3* shale-sandstone series, *4* sandstones. Gorlice fold: upper Krosno beds — *5* shales, *6* sandstones; *7* menilitic beds; sub-menilitic Eocene — *8* variegated shales, *9* Ciężkowice sandstones; *10* sandstones of the Czarnorzeki beds

Geologią tego rejonu interesował się najpierw H. Świdziński (194
i J. Hempel (1948), potem zaś bardzo dokładnie opracował ją H. Świdzi
ski (1950). Z jego bogatych materiałów wykorzystamy jeden z najba
dziej charakterystycznych przekrojów — V z tabl. IV (op. cit.) przepr
wadzony przez wiercenia Heddy 1 i 2. Płaszczowinę magurską w ty
przekroju reprezentują przede wszystkim warstwy inoceramowe, siln
zaburzone, pofałdowane i w związku z tym posiadające silnie i głębok
zaklinowane pstre łupki eoceńskie. Na powierzchni tworzą one dość regu
larną antyklinę. Cała ta strefa jest obcięta dyslokacją i poprzez nią nasu
wa się na warstwy inoceramowe północnej części przekroju. Równie
i w rejonie Szymbarku spąg płaszczowiny nie leży głęboko, albowie
pierwsze wiercenie przebiło go w głębokości 572 m, a drugie w głęb
kości 616 m.

Pod nadkładem magurskim widzimy silnie złuskowaną antykli
z zupełnie obnażonym jądrem kredowo-eoceńskim, spoczywającą niezgo
nie na górnych warstwach krośnieńskich. H. Świdziński (1953) za J. Hem
plem (1948) przyjmuje, że jest to wschodnie przedłużenie łuski Stró
a zarazem zachodnie przedłużenie północnego elementu fałdu gorlickieg
Podkreślić ponadto należy, że blok łuski Stróż, a więc podłoże płaszczowi
ny magurskiej w rejonie Szalowej na powierzchni ma swoje odbicie w ino
ceramowym siodle Heddy.

H. Świdziński (1952, s. 55) zgadza się z K. Koniorem (1933), że płas
czowina magurska „nasuwała się zapewne na już pofałdowane i zerodo
wane podłoże".

Szymbark (przekrój X)

W Szymbarku kilka wierceń przebiło płaszczowinę magurską na głę
bokości 400-500 m. Z przekrojów H. Świdzińskiego (1952) wybrałem jak
ilustrację stosunku płaszczowiny do podłoża przekrój, który zarazem naj
pełniej obrazuje jej stosunek do przedpola (op. cit., tabl. II, przekr. XIII)

Widzimy tu płaszczowinę magurską opierającą się swym czołem
o południowe skrzydło fałdu Gorlic, będące faktycznie wielką łuską nasuniętą na warstwy krośnieńskie. Umieszczone w odległości przeszło 2 km
od czoła nasunięcia wiercenie Tomasz doprowadzone do 463 m, na głębokości około 400 m przebiło płaszczyznę nasunięcia płaszczowiny magurskiej i odtąd aż do końca tkwiło w górnych warstwach krośnieńskich.

Siary (przekrój XI)

Głębokie (ponad 2000 m) wiercenie w Siarach, założone około 2 km
na południe od głównego brzegu płaszczowiny magurskiej, przebiło jej

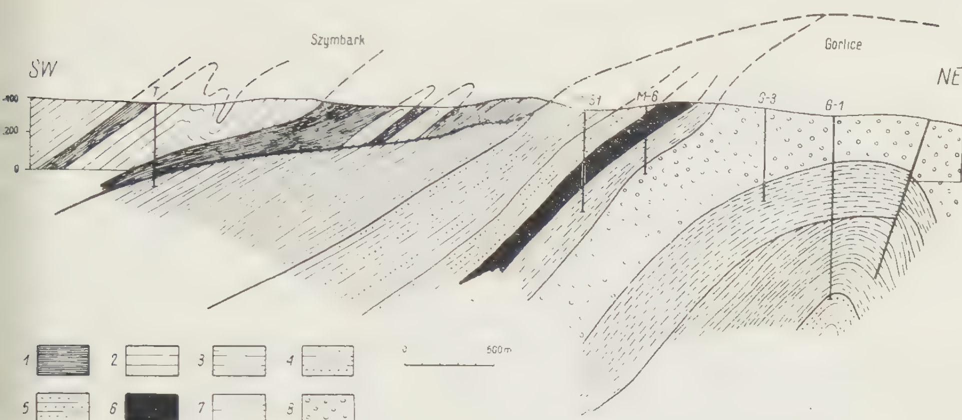


Fig. 10

Przekrój X

(wg H. Świdzińskiego, 1950)

Płaszczowina magurska: *1* pstre łupki, *2* warstwy inoceramowe. Fałd Gorlic: *3* w-wy krośnieńskie górne, *4* w-wy krośnieńskie środkowe, *5* w-wy krośnieńskie dolne, *6* w-wy menilitowe, *7* eocen podmenilitowy, *8* w-wy czarnorzeckie

Section X

(after H. Świdziński, 1950)

Magura nappe: *1* variegated shales, *2* Inoceramus beds. Gorlice fold: *3* upper Krosno beds, *4* middle Krosno beds, *5* lower Krosno beds, *6* menilitic beds, *7* sub-menilitic Eocene, *8* Czarnorzeki beds

nasunięcie na głębokości 620 m. Pod nasunięciem tym stwierdzono występowanie górnych warstw krośnieńskich o olbrzymiej miąższości. Odnosi się wrażenie, że napotkano tu podwojoną serię tych warstw. Wśród nich zaobserwowałem w rdzeniach kilkudziesięciocentymetrową wkładkę szaro-zielonych margli. które w rdzeniach powtarzają się czterokrotnie. Uwzględniając pomiary upadów w rdzeniach na podstawie powyższych margli skonstruowałem przekrój (fig. 11). Ponadto nadmienić należy że poniżej najniższego występowania margli zauważyłem duże zaburzenia natury tektonicznej, a więc spękania, lustra tektoniczne i gwałtowne zaburzenia upadów. Upady leżących niżej warstw krośnieńskich podkreślają bardzo wyraźną niezgodność kątową w stosunku do warstw leżących wyżej. W świetle tych faktów należy uznać, że w podłożu płaszczowiny magurskiej mamy górne warstwy krośnieńskie silnie sfałdowane i nasuwające się na takie same warstwy, ale należące już do innego elementu tektonicznego. Stratygraficznie niższa seria strefy sfałdowanej jest wynikiem ekstrapolacji z przekroju, który omówię poniżej.

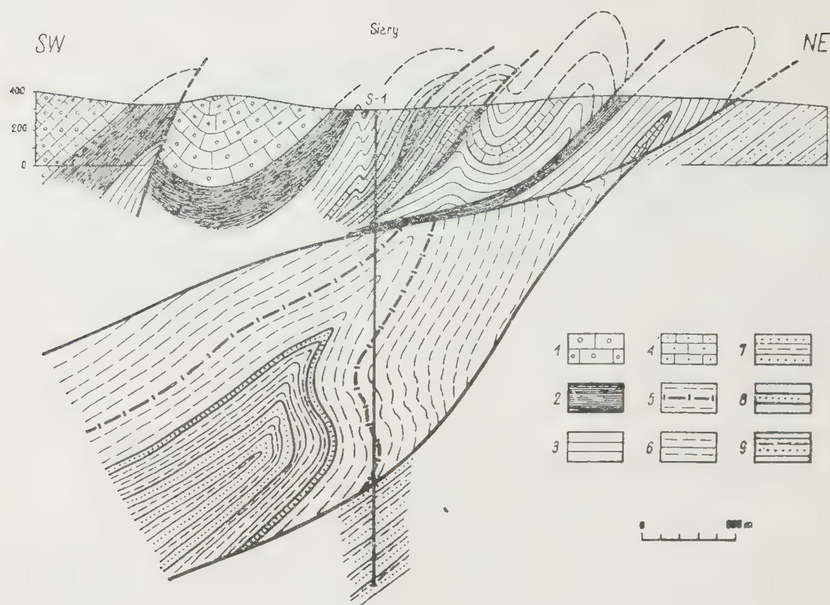


Fig. 11

Przekrój XI (wg autora)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy magurskie, *2* w-wy pstre; w-wy inoceramowe — *3* łupki z piaskowcami, *4* piaskowce. Fałd Mrukowej-Folusza: w-wy krośnieńskie — *5* łupki z wkładką margli, *6* łupki z piaskowcami, *7* piaskowce z łupkami, *8* piaskowce. Fałd Gorlic: *9* łupki warstw krośnieńskich

Section XI (after the author)

Magura nappe: *1* Magura beds, *2* variegated beds; Inoceramus beds — *3* shales with sandstones, *4* sandstones. Mrukowa-Folusz fold: Krosno beds — *5* shales with an intercalation of marls, *6* shales with sandstones, *7* sandstones with shales, *8* sandstones. Gorlice fold: *9* shales of the Krosno beds

Najniższa część warstw krośnieńskich, poniżej strefy tektonicznej należy zapewne do południowego skrzydła fałdu Gorlic.

Budowa płaszczowiny magurskiej należącej do strefy brzeżnej, w powyższym przekroju zupełnie odbiega od budowy jej w innych obszarach. Jest to zupełnie zrozumiałe, gdyż tu płaszczowina pokonywała większe opory w postaci elewacji gorlickiej. Mamy tu kilka przeważnie złuskowanych fałdów, których synkliny utworzone z pstrych łupków eoceńskich są silnie sprasowane i zredukowane tektonicznie.

Męcina Wielka (przekrój XII i przekroje XIII A—XIII C)

Przekrój XII. — Prace wiertnicze w Męcinie Wielkiej rozpoczęto już w ubiegłym stuleciu i prowadzono do głębokości 100-200 m. Ze starych wierceń nie zachowały się żadne notatki. Pierwsze wiercenia w rejonie Fellnerówki wykonano w r. 1927. Do roku 1939 odwiercono 27 otworów. W czasie wojny Niemcy odwiercili jeszcze dwa. Głębokość tych wierceń waha się w granicach 200-580 m. W ubiegłych latach wykonano na zachód od Fellnerówki wiercenie głębokości 1600 m (przekrój XII).

Wszystkie wymienione wiercenia usytuowane były w południowej części wschodniego odcinka strefy antyklinalnej. Warstwy inoceramowe są tu sfałdowane i nieco złuskowane a pstre łupki w wąskich synklinach silnie tektonicznie sprasowane. Strefę tę wiercenie Męcina Wielka 1 przebiło na głębokości 500 m i do końca tkwiło w serii łupkowej górnych warstw krośnieńskich. W serii tej zaobserwowano kilkunastometrową wkładkę o zdecydowanej przewadze piaskowców, kilkakrotnie przewijającą się przez odwiert. Pomiary upadów warstw oraz notowanie obecności przegubów w rdzeniach skłania do interpretacji jaką przedstawiono na przekroju XII. W głębokości około 1500 m zauważono szare łupki z gęstymi smugami szaro-zielonych margli bardzo podobnych do margli zaobserwowanych przeze mnie w wierceniu w Siarach. Fakt ten oraz bardzo duże podobieństwo stylu tektonicznego widoczne w obydwóch przekrojach nasuwa przypuszczenie, że w obu przypadkach przewiercono przegub antyklinalny tego samego złuskowanego siodła.

Przed czołem płaszczowiny magurskiej w przekroju XII w wierceniu Kryg-Południe 101 (Kozikowski 1947), na głębokości 271-301 m w obrębie warstw krośnieńskich nawiercono pstre łupki magurskie, które są wgłębnym przedłużeniem pstrych łupków magurskich leżących w formie pseudopłatu tektonicznego, położonego na północ od wymienionego wiercenia. Łupki te oddzielają południowe skrzydło łuski Gorlic od łuski Krygu-Południe, w której zarys tektoniczny warstw krośnieńskich wskazuje na odrębność, zarówno w stosunku do fałdu Gorlic, jak i do płaszczowiny magurskiej. Wyżej opisane zaklinowanie pstrych łupków w warstwach krośnieńskich świadczy o dofałdowywaniu się elementów tektonicznych grupy zewnętrznej już po nasunięciu na nie płaszczowiny magurskiej. Podobne zjawiska mamy w Foluszu, gdzie A. Tokarski (1946) stwierdził, że płat względnie półwysep Kłopotnicy jest zaklinowany w synklinie warstw krośnieńskich. Podobne zjawiska istnieją w Koniuszowej, Posadowej, Siołkowej a także w Librantowej (Kozikowski 1956c), gdzie zaklinowane od góry warstwy płaszczowiny magurskiej oddzielają elementy

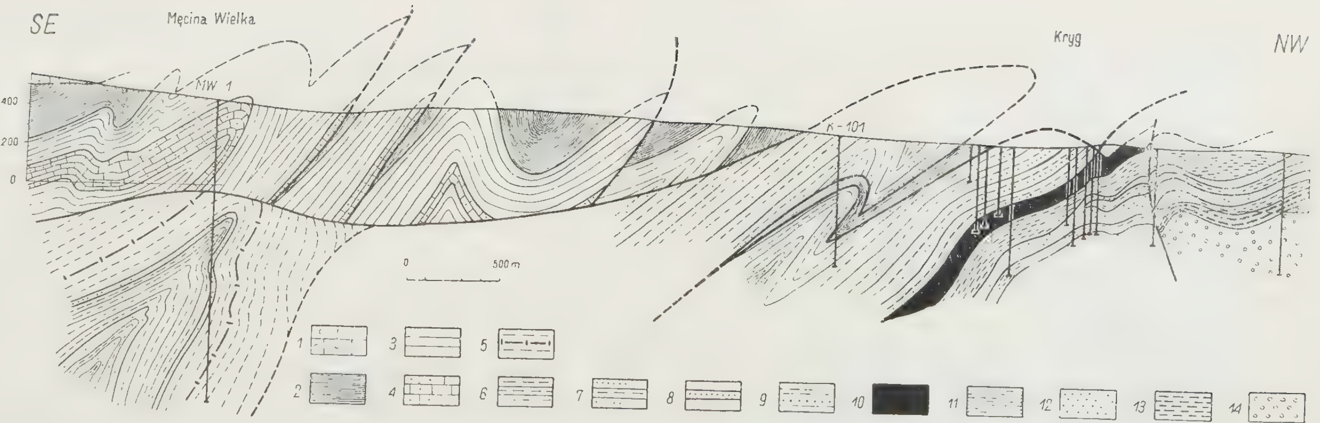


Fig. 12

Przekrój XII
(wg autora; profil odwiertu MW-1 wg A. Tokarskiego i P. Karnkowskiego)

Płaszczowina magurska: *1* warstwy magurskie, *2* w-wy pstre; w-wy inoceramowe — *3* łupki z piaskowcami, *4* piaskowce. Fałd Mrukowej-Folusza: w-wy krośnieńskie — *5* łupki z wkładką margli, *6* łupki z piaskowcami, *7* piaskowce z łupkami, *8* piaskowce. Fałd Gorlic: *9* w-wy krośnieńskie, *10* w-wy menilitowe; eocen podmenilitowy — *11* pstre łupki, *12* piaskowce ciężkowickie; w-wy czarnorzeckie — *13* łupki, *14* piaskowce

Section XII

(after the author; profile of bore-hole MW-1 after A. Tokarski and P. Karnkowski)

Magura nappe: *1* Magura beds, *2* variegated beds; Inoceramus beds — *3* shales with sandstones, *4* sandstones. Mrukowa-Folusz fold: Krosno beds — *5* shales with an intercalation of marls, *6* shales with sandstones, *7* sandstones with shales, *8* sandstones. Gorlice fold: *9* Krosno beds, *10* menilitic beds; sub-menilitic Eocene — *11* variegated shales, *12* Ciężkowice sandstones; Czarnorzeki beds — *13* shales, *14* sandstones

tektoniczne przedpola tej płaszczowiny od elementów tektonicznych jednostki Ropy-Pisarzowej.

Przekroje XIII A—XIII C. — Przekroje te w nieaktualnej interpretacji były opublikowane przeze mnie w 1947 roku. Interpretację tę odwołałem z chwilą rozwiązania problemu tzw. „szarej kredy" (1956b). Pod płaszczowiną magurską w obrębie Fellnerówki są tu również obecne warstwy krośnieńskie. Piaskowce gruboławicowe, sferosyderyty i wkładki czarnych łupków wskazują, że nawiercono tu najniższą partię warstw krośnieńskich. Ponowna analiza znanych już uprzednio materiałów geologicznych uzupełnionych materiałami rewindykowanymi z równoczesnym uwzględnieniem warunków złożowych wykazała, że warstwy krośnieńskie tworzą tu wyraźny przegub antyklinalny.

Znana w odległości 7 km na wschód od Męciny Wielkiej antyklina Mrukowej (Tokarski 1946) pozwala z dużym prawdopodobieństwem przypuszczać, że warstwy krośnieńskie Fellnerówki (Kozikowski 1947) należą do zachodniego, ukrytego pod płaszczowiną magurską, przedłużenia tego elementu tektonicznego strefy fałdów dukielskich. Antyklina nawiercona głębokim wierceniem w Męcinie Wielkiej jest zatem dalszym konsekwentnym przedłużeniem antykliny Mrukowej. Różnice w nawierconych poziomach litostratygraficznych warstw krośnieńskich w obu przekrojach tłumaczę istnieniem wielkiej poprzecznej dyslokacji, ukrytej pod płaszczowiną magurską. Wzdłuż tej dyslokacji zachodni blok (w przekroju XII) uległ znacznemu cofnięciu ku S względem bloku wschodniego (przekroje XIII A—C), a także i obniżeniu.

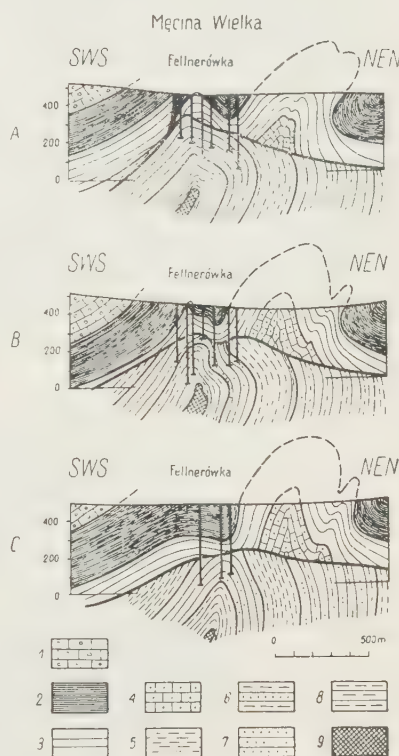


Fig. 13
Przekroje XIII A-C (wg autora)
Płaszczowina magurska: *1* warstwy magurskie, *2* w-wy pstre; w-wy inoceramowe — *3* łupki z piaskowcami, *4* piaskowce. Fałd Mrukowej-Folusza: w-wy krośnieńskie — *5* łupki, *6* łupki z piaskowcami, *7* piaskowce, *8* piaskowce z łupkami; *9* seria przejściowa

Section XIII A-C (after the author)
Magura nappe: *1* Magura beds, *2* variegated beds; Inoceramus beds — *3* shales with sandstones, *4* sandstones. Mrukowa-Folusz fold: Krosno beds — *5* shales, *6* shales with sandstones, *7* sandstones, *8* sandstones with shales; *9* passage series

W świetle powyższych rozważań złuskowaną antyklinę podło
z przekroju Siar również należałoby uznać za najdalej ku zachodowi wy
stępujący odcinek antykliny Mrukowej.

Reasumując należy przypuszczać, że w Męcinie Wielkiej oraz w po
łudniowej części Siar istnieje wgłębny element tektoniczny o bliżej nie
sprecyzowanym przebiegu i strukturze, który uważam za zachodnie prze
dłużenie fałdu Mrukowej. Nie wiadomo, jaki jest jego przebieg na zachó
od Siar. Sądzę jednak, że zanurza się on pod jednostkę Ropy-Pisarzowe
nasuwającą się na niego ukośnie (Kozikowski 1956b). — Problem op
sanego fałdu wgłębnego i jego tektoniczne powiązanie z antykliną Mru
kowej znacznie szerzej i z innego punktu widzenia niebawem omów
A. Tokarski.

Pagorzyna (przekrój XIV)

Kopalnia Pagorzyna leży na zachodnim brzegu półwyspu Harklo
wej. W roku ubiegłym została ona wraz z wierceniami znanymi z Ha

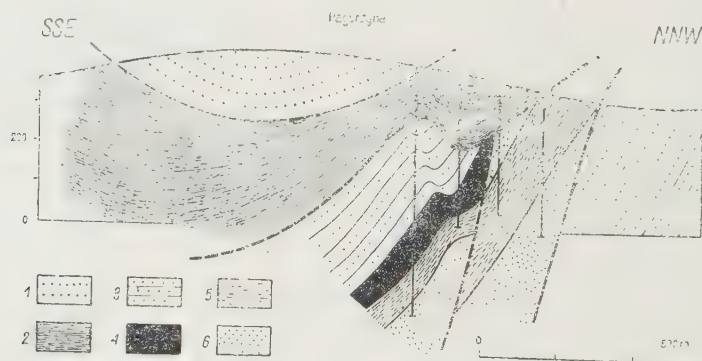


Fig. 14

Przekrój XIV
(wg W. Moryca, 1955)

Płaszczowina magurska: *1* piaskowce glaukonitowe, *2* łupki eoceńskie facji Harklowej. Fałd Gorlic: *3* warstwy krośnieńskie, *4* w-wy menilitowe; eocen podmenilitowy — *5* łupki pstre, *6* piaskowce ciężkowickie

Section XIV

(after W. Moryc, 1955)

Magura nappe: *1* glauconitic sandstones, *2* Eocene shales of the Harklowa facies. Gorlice fold: *3* Krosno beds, *4* menilitic beds; sub-menilitic Eocene — *5* variegated shales, *6* Ciężkowice sandstones

klowej opracowana przez W. Moryca, który wykonał tu również zdjęcie geologiczne. Według tego autora w załączonym przekroju czoło płaszczowiny magurskiej opiera się o pstre łupki wschodniego przedłużenia fałdu gorlickiego. Z wykonanych tu wierceń wynika, że są to tzw. drugie pstre łupki spoczywające między I a II piaskowcem ciężkowickim. Brak odwróconego skrzydła utwierdza nas w przekonaniu, że mamy tu do czynienia z łuską. Pozostałe wiercenia pozwoliły na stwierdzenie, że skrzydło normalne tej łuski zostało zrzucone w płaszczyźnie uskoku. W rezultacie tego płaszczowina magurska leży zarówno na warstwach krośnieńskich, jak też i na serii menilitowej oraz na pstrych łupkach z piaskowcami ciężkowickimi. W skład płaszczowiny magurskiej wchodzą łupki eoceńskie i spoczywające na nich, a ułożone synklinalnie piaskowce glaukonitowe. Jest to facja harklowska H. Świdzińskiego (1934, 1950).

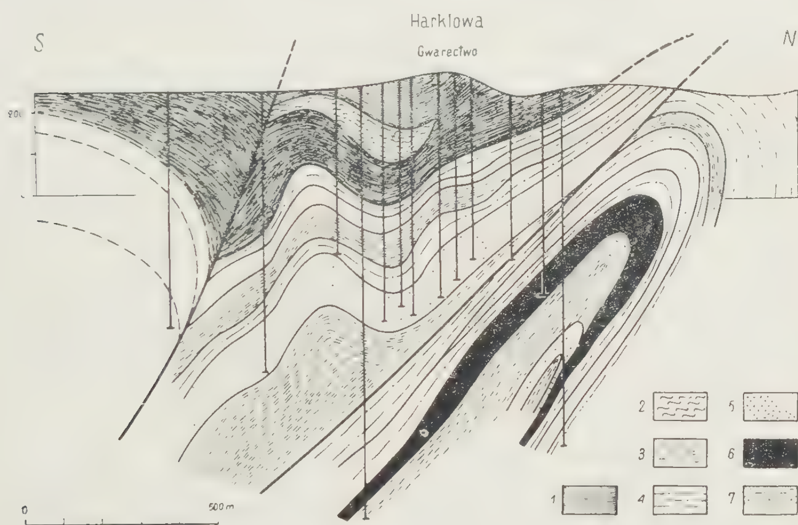


Fig. 15

Przekrój XV (wg S. Weignera)

Płaszczowina magurska: facja harklowska — *1* łupki czerwone, *2* łupki zielone i in. Struktura wgłębna: warstwy krośnieńskie — *3* łupki, *4* łupki z piaskowcami, *5* piaskowce; *6* w-wy menilitowe; *7* eocen podmenilitowy z wkładką piaskowca ciężkowickiego

Section XV (after S. Weigner)

Magura nappe: Harklowa facies — *1* red shales, *2* green and variegated shales. Subsurface structure: Krosno beds — *3* shales, *4* shales with sandstones, *5* sandstones, *6* menilitic beds; *7* sub-menilitic Eocene with an intercalation of Ciężkowice sandstone

Harklowa (przekrój XV)

Na północnym krańcu półwyspu harklowskiego mieści się kilkadziesiąt wierceń. Z wykonanych tu przekrojów załączam mało znany przekrój St. Weignera (Reguła 1946). Widzimy na nim wgłębny złuskowany fałd. W jego jądrze mamy eocen podmenilitowy, przechodzący ku górze w warstwy menilitowe, przykryte przez warstwy krośnieńskie. Na ten wgłębny element nasuwa się monoklinalna łuska warstw krośnieńskich. Jest ona nieco sfałdowana, zapewne wskutek dofałdowywania się płaszczowiny magurskiej, która swą płaszczyzną nasunięcia dopasowuje się do sfałdowań warstw krośnieńskich. W południowej części przekroju widzimy uskok przecinający zarówno płaszczowinę magurską jak i jej podłoże, co wyraźnie określa jego wiek. W płaszczowinie magurskiej jest tu eocen harklowski z soczewkami czerwonych łupków.

WNIOSKI

Po omówieniu poszczególnych przekrojów można wyciągnąć niżej podane wnioski.

1° Płaszczowina magurska spoczywa na pięciu jednostkach tektonicznych. Na zachodnim krańcu omawianego regionu leży ona na wgłębnej jednostce Soli o bliżej nie sprecyzowanej przynależności tektonicznej (przekrój I). Jej litostratygraficzne wykształcenie wskazuje, że musi ona wchodzić w skład grupy zewnętrznej (według terminologii H. Świdzińskiego, 1934).

W oknie tektonicznym Mszany Dolnej (przekroje II i III) widzimy strukturę należącą do tej samej grupy tektonicznej.

Dalej na wschód — w okolicach okna tektonicznego leżącego między Limanową a Nowym Sączem płaszczowina magurska spoczywa na jednostce Ropy-Pisarzowej. W tej chwili jest obojętne, czy będziemy ją uważać za samodzielną i odrębną jednostkę tektoniczną, czy też zaliczymy ją do strefy dukielskiej, jak to czyni K. Tołwiński (1956), bądź przedmagurskiej, jak twierdzi M. Książkiewicz (1956), który do tej jednostki zalicza ponadto strefę fałdów dukielskich, struktury Mszany Dolnej i jednostkę przedmagurską w ujęciu J. Burtan i S. Sokołowskiego (1950).

W okolicach Gorlic płaszczowina magurska nasunęła się na „fałd" Gorlic i jego przedłużenie (przekroje IX - XII i XIV) oraz na zachodnie przedłużenie tektonicznego elementu Folusza-Mrukowej (przekroje IX, X i XIII), należącego do strefy fałdów dukielskich.

Nierównomierne rozmieszczenie przekrojów i różne odległości między nimi uniemożliwiają dokładne ustalenie wzajemnego stosunku tekto-

nicznego między tymi jednostkami. Można jedynie przypuszczać, że element Folusza na zachód od Siar zanurza się pod jednostkę Ropy-Pisarzowej, jak to ma miejsce w Świątkowej Wielkiej (Kozikowski 1956c) i w Foluszu, gdzie fakt ten stwierdził A. Tokarski. Jednostka ta leży dalej ku zachodowi na stratygraficznych elementach grupy zewnętrznej (op. cit.). W rejonie okna Mszany Dolnej, zapewne skręcając ku południowi, znika definitywnie pod pokrywą płaszczowiny magurskiej i tylko nieznaczne jej szczątki uległy wtłoczeniu w warstwy krośnieńskie.

2° Jednostki tektoniczne podłoża tylko w nielicznych przypadkach i to w strefach okiennych mają siodła normalne względnie regularne, jak np. w górnej części przekroju (III) przez Porębę Wielką oraz antyklinę Claudiusa w przekroju V.

Siodło przechylone o zachowanym skrzydle odwróconym stwierdzono w niższej części odwiertu Poręba Wielka (przekrój III), a w trzech przypadkach — w rejonie Klęczan (przekroje VI - VIII) wiercenia stwierdziły istnienie porwaków tektonicznych.

Spośród form strukturalnych powszechnie dominują przychylone a nawet leżące, silnie złuskowane antykliny, stanowiące w naszym przypadku obok płaszczowiny magurskiej zasadniczy składnik struktur spiętrzonych.

3° Okna tektoniczne widoczne w płaszczowinie magurskiej występują na odcinku długości ponad 100 km, z czego na same strefy okienne sumarycznie przypada około 87 km.

Okno Mszany Dolnej oddalone jest od granicy południowego zasięgu płaszczowiny zaledwie o 15 km. Natomiast od erozyjnego brzegu nasunięcia — ponad 7 km. Niewielkie okno Szczawy, położone na wschód od wyżej wymienionego (Świderski 1952), leży 8 km od erozyjnego brzegu nasunięcia magurskiego, a 18 km od południowego zasięgu płaszczowiny.

Od brzegu nasunięcia płaszczowiny do strefy okiennej Pisarzowej-Klęczan mamy 6-15 km, gdy oddalenie od Pienin wynosi 27 km. Okno Starej Wsi — Grybowa leży u samego brzegu nasunięcia. W jego pd.-wschodnim przedłużeniu leżą okna Ropy-Łosia oraz Ujścia Gorlickiego, które stopniowo przechodzą ku środkowej części płaszczowiny magurskiej. Niezależnie od tego strzępy jednostki Ropy-Pisarzowej spotyka się w obrzeżeniu półokna Folusza, gdzie są przefałdowane wspólnie z elementem Folusza — Mrukowej. Potwierdza to wniosek, że wspomniana jednostka rozprzestrzenia się w pasie szerokości co najmniej 18 km, i nie jest mniejsza od strefy fałdów dukielskich, która na terenie Polski występuje w pasie szerokości około 10 km i długości około 100 km.

W Soli, w odległości 7 km od czoła nasunięcia, stwierdzona miąższość płaszczowiny magurskiej waha się w granicach 478-561 m (przekrój I). W depresji Chabówki w odległości 23 km od czoła płaszczowiny i 15 km od południowej jej granicy miąższość wynosi 1487 m (przekrój II), a w pobliżu nasady języka tektonicznego Szalowej — Woli Łużańskiej płaszczowina magurska ma miąższość 572 - 616 m (przekrój IX). Natomiast w Szymbarku (przekrój X) — około 400 m przy odległości 2 km od zwartego czoła nasunięcia, a 6 km od najbliższego okna tektonicznego. W Siarach (przekrój X) przebito nasunięcie magurskie w głębokości 620 m. Wiercenie położone było 2 km od czoła nasunięcia i 6 - 9 km od najbliższych okien tektonicznych położonych na południe od niego. W Męcinie Wielkiej miąższość strefy nasuniętej waha się w granicach 100-300 m na terenie Fellnerówki (przekrój XIII A-C), a w głębokim wierceniu wynosi 500 m (przekrój XII). Zwarte czoło nasunięcia oddalone jest od tego terenu o 3 km.

Z przytoczonych faktów wynika, że cała pokrywa płaszczowiny magurskiej, ogólnie biorąc, jest stosunkowo cienka i płasko leżąca i to nawet w odległości zaledwie 12 km od jej granicy z pienińskim pasem skałkowym, z którym kontaktuje na dużym odcinku (liczącym około 300 km).

4° Z kolei należy przeanalizować charakter struktur płaszczowiny magurskiej i ich rozmieszczenie w stosunku do struktur podłoża.

W Soli (przekrój I) istnieje typowy przykład struktury spiętrzonej (Kozikowski 1956c). W obrębie płaszczowiny magurskiej jest wysad warstw inoceramowych, składający się z trzech fałdów. Leży on na strukturze wgłębnej i jest względem niej nieco przesunięty ku północy. Płaszczowina magurska nasunęła się na uprzednio sfałdowane i zerodowane podłoże. Erozja ta jest niewątpliwie młoda, bowiem wypukłym formom (tektonicznie i morfologicznie) podłoża odpowiadają wypukłe formy tektoniczne płaszczowiny magurskiej.

W Skomielnej Białej (przekrój II) struktury antyklinalne płaszczowiny magurskiej mają podobny charakter i tę samą tendencję do przechylania się ku północy. Jednakże zbyt skąpe dane o podłożu nie pozwalają na wysuwanie wniosków odnoszących się do jego charakteru, tym bardziej, że założony tu odwiert wiercono systemem linowo-udarowym.

W okolicy Mordarki (przekrój III) widzimy, że struktury antyklinalne płaszczowiny magurskiej odpowiadają formom antyklinalnym podłoża, co także jest zgodne z zasadą powstawania struktur spiętrzonych. Typowym również zjawiskiem dla tego rodzaju form tektonicznych jest spiętrzenie warstw inoceramowych na południowym obrzeżeniu tektonicznego okna Klęczan — Pisarzowej. Zjawiska tego nie obserwujemy na obrzeżeniu przeciwległym (przekroje V - VIII).

W Szalowej (przekrój IX) antyklinalne formy płaszczowiny magurskiej leżą nad łuską podłoża, przy zachowaniu wszystkich warunków powstawania struktur spiętrzonych znanych już z I przekroju.

Przekroju XI, w którym widoczna jest olbrzymia jednostka tektoniczna na przedpolu magurskim i ułożenie płaszczowiny magurskiej na dalekim skrzydle tej jednostki, nie można uważać za typowy. Natomiast przekrój Siar (przekrój XII) spełnia te warunki. Nad strukturą wgłębną mamy tu szereg łusek warstw inoceramowych przechylonych ku północy. Bliskości obecnego erozyjnego brzegu nasunięcia magurskiego nie można brać za czynnik decydujący dla powstania tych form, gdyż wiemy, że płaszczowina ta sięgała kiedyś około 27 km dalej ku północy, co stwierdzono na podstawie zaobserwowanych płatów tektonicznych w przedłużeniu języka Harklowej. Widzimy przeto, że niegdyś płaszczowina magurska miała przynajmniej 70 km szerokości.

Nabrzmienie warstw inoceramowych w Męcinie Wielkiej (przekroje XII i XIII A-C) również odzwierciedla tektoniczne ukształtowanie podłoża, przy czym właśnie tutaj szczególnie wyraźnie widać przesunięcie struktur wypukłych płaszczowiny względem struktur podłoża.

„Dopasowanie" warstw płaszczowiny magurskiej do podłoża można także zauważyć na przekroju XIV, a zwłaszcza na ostatnim przekroju (XV).

5° Zwróciliśmy już przedtem uwagę na fakt, że przed nasunięciem płaszczowiny magurskiej podłoże podlegało erozji. Budowa poszczególnych elementów tektonicznych podłoża wskazuje, że formy te ulegały powyższemu procesowi co najmniej dwukrotnie. Pierwszy raz — przed ponasuwaniem się na siebie i po raz wtóry, gdy stanowiły już zwartą masę. Ponieważ w obu ostatnich przypadkach w procesie tym jako najmłodsze ogniwo stratygraficzne biorą udział warstwy krośnieńskie, należy przeto oba procesy wiązać z okresem młodszego i najmłodszego oligocenu (Kozikowski 1956c).

Sedymentacja osadów płaszczowiny magurskiej została zakończona na warstwach magurskich wieku eoceńskiego (Kozikowski 1953), co świadczy, że morze ustąpiło z regionu magurskiego pod koniec eocenu, czyli jeszcze w tym czasie, gdy w regionie zewnętrznym tworzyły się osady morskie eoceńsko-oligoceńskie basenu.

Wobec powyższego na historię obecnego obrazu tektonicznego omawianego obszaru złożyły się trzy zasadnicze etapy rozwojowe.

W pierwszym — w wyniku dźwigania się regionu magurskiego morze ustępuje ku północy, gdzie na terenie regionu zewnętrznego trwa nadal sedymentacja — już oligoceńska. Równocześnie erozja zaczyna nadgryzać obszar wypiętrzony ponad poziom morza, a zwłaszcza jego partie północne.

Drugim zasadniczym etapem jest okres, w którym morze oligoceńskie ustępuje dalej ku północy, gdzie poczynają się tworzyć osady mioceńskie. W regionie magurskim prawdopodobnie trwają nadal uprzednio działające ruchy tektoniczne. Erozja działa już na obu obszarach. Następuje wreszcie proces nasuwania się poszczególnych jednostek strefy zewnętrznej przy dalszym działaniu erozji, zresztą krótkotrwałej.

Trzeci etap rozwojowy zadecydował o obecnym obrazie tektonicznym naszego obszaru. Jest to okres nasuwania się płaszczowiny magurskiej na przygotowane w wyżej podany sposób podłoże. W ostatniej fazie ruchów nasuwawczych następuje przesuwanie niektórych fragmentów podłoża w formie porwaków tektonicznych, zaklinowanie ich w niższe jednostki oraz zaklinowanie pewnych spągowych partii płaszczowiny magurskiej w jej podłoże.

6° Z przytoczonych wyżej danych wynika, że płaszczowina magurska tworzy sfałdowaną pokrywę, bez śródfałdzia, szerokości co najmniej 70 km. Pokrywa ta, poza jedynym przypadkiem (przekrój II), posiada miąższość w granicach 73 - 616 m i charakteryzuje się dużą ilością okien tektonicznych, występujących nawet w pobliżu pienińskiego pasa skałkowego, jak np. koło Rychwałdu, Bardjowa i Malčjova (Kozikowski 1956c, Świdziński 1947). Dlatego też należy zastanowić się, czy południowa część płaszczowiny magurskiej rzeczywiście może zapadać pod górotwór pieniński.

Skłonny jestem jednak przychylić się do koncepcji K. Tołwińskiego (1956, s. 214), ujętej w pewne ogólne prawo dla całego łuku karpackiego, stwierdzającej, że

„...większe masy płaszczowinowe nasuwają się na przedpola, które kształtowały się w warunkach głęboko zapadających basenów. Układ taki sprzyjał ześlizgiwaniu się wielkich brył karpackich i ich kompletnemu odrywaniu się od podłoża przy udziale impulsów ciśnieniowych z głębi od strony południowej i prawdopodobnie północnej... cała seria sedymentacyjna z basenu południowego mogłaby być odkłuta i ruchem poślizgowym spłynąć ku północy. Byłyby to masy bezkorzeniowe".

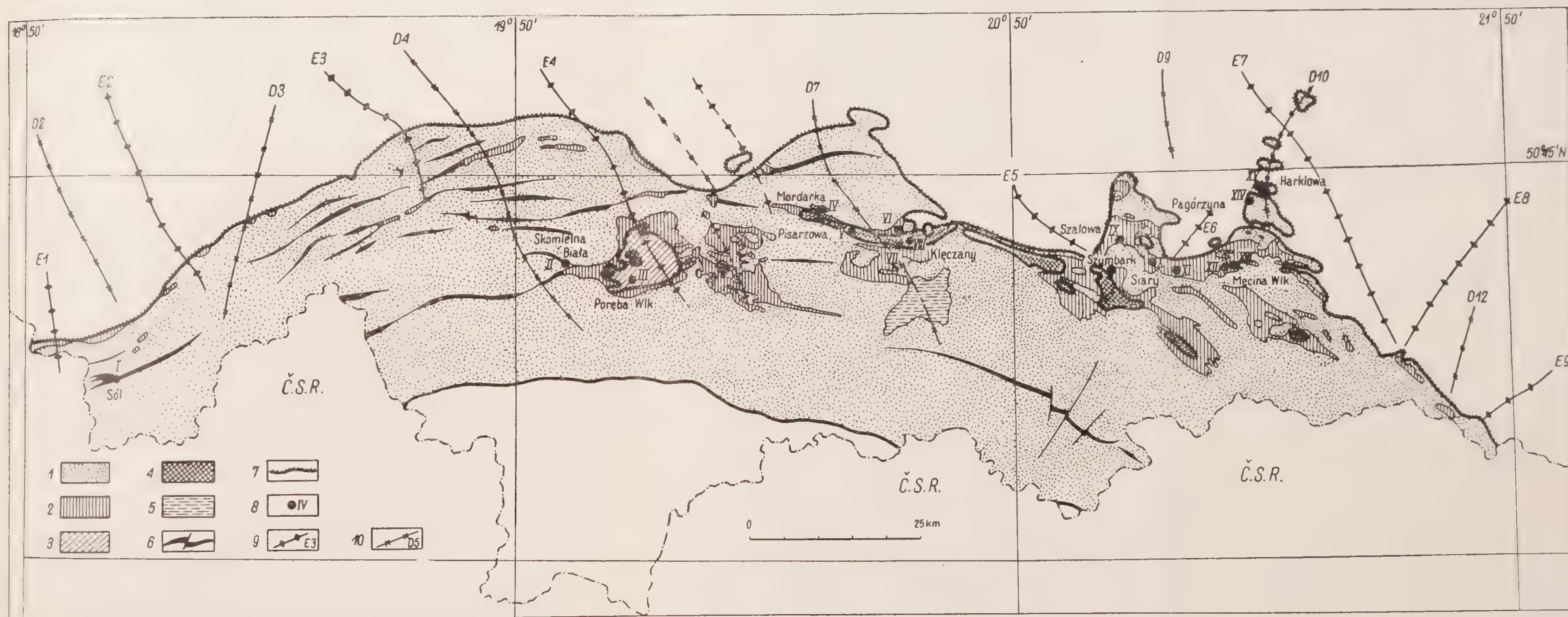
W naszym przypadku za takim ujęciem płaszczowiny magurskiej przemawiają na razie następujące fakty: 1) płaszczowina magurska po swym wynurzeniu była od północy obrzeżona morskim basenem oligoceńskim. 2) Basen ten stopniowo zwężał się przesuwając swą południową linię brzegową dalej ku północy, o czym m. in. może świadczyć mniejsza miąższość warstw krośnieńskich w jednostkach południowych i większa w jednostkach leżących dalej ku północy. 3) Do tej pory nie zaobserwowano w płaszczowinie magurskiej jakichkolwiek śladów śródfałdzia. 4) Obecność okien tektonicznych u południowych krańców płaszczowiny

Mapka tektoniczna płaszczowiny magurskiej i stref okiennych na tle anomalii grawimetrycznych Karpat Zachodnich

Tectonic sketch map of the Magura nappe and of areas with tectonic „windows" against gravimetric anomalies of the Western Carpathians

(wg map geologicznych J. Burtan, M. Książkiewicza, S. Sokołowskiego, H. Świdzińskiego i A. Tokarskiego)

(after geological maps by J. Burtan, M. Książkiewicz, S. Sokołowski, H. Świdziński and A. Tokarski)



Płaszczowina magurska: *1* eocen, *2* kreda; *3* warstwy krośnieńskie grupy zewnętrznej; *4* jednostka Ropy-Pisarzowej; *5* miocen Kotliny Sądeckiej; *6* ważniejsze antykliny i uskoki w obrębie eocenu płaszczowiny magurskiej; *7* nasunięcia; *8* usytuowanie podanych przekrojów; *9* poprzeczne elewacje karpackie; *10* poprzeczne depresje karpackie

Magura nappe: *1* Eocene, *2* Cretaceous; *3* Ropa-Pisarzowa Unit; *4* Krosno beds of the outer group; *5* Miocene in the Sącz trough; *6* major anticlines and faults within Eocene beds of the Magura nappe; *7* overthrusts; *8* situation of the described sections; *9* transverse Carpathian elevations; *10* transverse Carpathian depressions

magurskiej. 5) Poszczególne fałdy i łuski płaszczowiny magurskiej formowały się pod wpływem ciśnienia bocznego trwającego w czasie ruchu nasuwawczego.

BUDOWA GEOLOGICZNA PŁASZCZOWINY MAGURSKIEJ NA TLE OBRAZU GRAWIMETRYCZNEGO

W ostatnich latach wybitnie wzrosło znaczenie geofizyki jako nauki pomocniczej dla badań geologicznych, zwłaszcza w przypadkach, gdy chodzi o wyjaśnienie struktur wgłębnych. Najlepsze wyniki do tej pory osiągnięto na obszarach pozakarpackich, gdzie struktury tektoniczne są mało skomplikowane. Ostatnio przeprowadzone badania grawimetryczne na obszarze Karpat wykazują wyraźny związek między strukturami podłoża a obrazem grawimetrycznym. Związek ten jest szczególnie jasny na tle budowy geologicznej płaszczowiny magurskiej, która przykrywa wgłębne elementy tektoniczne fliszu karpackiego.

Zachodnia część erozyjnego brzegu płaszczowiny magurskiej oraz występujące w jej obrębie elementy tektoniczne, ogólnie biorąc, przebiegają zgodnie z izoanomalami. Równocześnie zaznacza się w izoliniach wzrost minimów grawimetrycznych ku południowi.

Na wschód od południka Nowego Sącza obraz grawimetryczny płaszczowiny magurskiej jest bardziej urozmaicony. Zwłaszcza w okolicach Gorlic i Jasła wysuwające się ku północy dwa języki płaszczowiny i czapy tektoniczne leżące w przedłużeniu języka Harklowej znajdują wyraźne odbicie w minimach grawimetrycznych.

Również i tu ku południowi występują anomalie o coraz wyższych ujemnych wartościach. Być może, że fakt ten ma pewien związek z istnieniem w tym rejonie okien tektonicznych. Widoczny tu niedobór mas może wynikać z większego nagromadzenia się elementów tektonicznych w podłożu płaszczowiny magurskiej. Izoanomale między Foluszem a Siarami mogą odpowiadać kierunkowi biegu zachodniego wgłębnego przedłużenia struktury Mrukowej — Folusza.

W miarę posuwania się w kierunku pd.-zachodnim oś generalnej depresji grawimetrycznej biegnącej od Folusza, poprzez Męcinę Wielką oraz okolice Siar i Ropy, w rejonie Starego i Nowego Sącza osiąga wartość podobną jak koło Ropy i Męciny Wielkiej. To minimum grawimetryczne przypada na obszar Kotliny Sądeckiej, w której na fliszu magurskim leżą transgresywnie osady miocenu.

Wspomniana oś w kierunku wschodnim przechodzi poza płaszczowinę magurską, gdzie widzimy ją w rejonie struktur bóbrzeckich, co

wskazywałoby na jej związek z budową geologiczną podłoża płaszczowiny magurskiej.

Niedobór mas widoczny koło Krynicy, powiększający się w kierunku Kotliny Sądeckiej a zaznaczający się charakterystycznym wygięciem izoanomali w kierunku pn.-zachodnim, zgodny jest z przebiegiem wielkiej struktury krynickiej wydzielanej przez H. Świdzińskiego (1953).

W jednej ze swych publikacji (1956c) omówiłem związek występujących w regionie magurskim struktur spiętrzonych z obszarami poprzecznych depresji karpackich wyznaczonych przez B. Świderskiego (1952). Należy teraz odpowiedzieć na pytanie, czy poprzeczne depresje i elewacje tego autora znajdują swój wyraz w grawimetrycznym obrazie regionu magurskiego.

Pierwszy dowód na zgodność obrazu grawimetrycznego z geologicznym podałem już dla wschodniej części płaszczowiny magurskiej. Obecnie przeanalizuję zachodnią część regionu.

Na północ od Soli występuje charakterystyczne, skierowane ku południowi, wygięcie na ogół równoległych izoanomali. Wypada ono w miejscu wyznaczonej przez B. Świderskiego depresji wschodniego zbocza doliny Wisły (D_2)[1]. Na zachód od niej odwrotne wygięcia izolinii odpowiadają zapewne elewacji Olzy (E_1). Elewacja Bielska (E_2) bardzo dobitnie zaznacza się wyraźnym wygięciem izoanomali ku północy. Dalszy ich przebieg ku wschodowi podkreśla depresję Soły (D_3). Na mapie załączonej do publikacji B. Świderskiego zaznaczono jej kierunek z północy na południe, natomiast grawimetria wskazuje, że oś tej poprzecznej depresji biegnie w kierunku NNE-SSW.

Następna depresja Lgoty-Chabówki (D_4) i sąsiadująca z nią elewacja Przytkowic-Mszany Dolnej (E_4) zgadza się w obrazie grawimetrycznym terenu z założeniami Świderskiego. Jedynie pewne różnice w szczegółach kierunku osi można zauważyć na elewacji Inwałdu (E_3).

Oś poprzecznej depresji geologicznej Bochni - Nowego Sącza (D_7) w obrazie grawimetrycznym tej części regionu magurskiego nie jest linią prostą, jak na analizowanej mapie załączonej do publikacji Świderskiego. Pomiędzy tą depresją a elewacją Przytkowic - Mszany Dolnej zaznacza się kilka charakterystycznych wygięć izoanomali grawimetrycznych. Skłania to do przypuszczenia, że mamy tu kilka elewacji i depresji niższego rzędu.

Kierunek elewacji Grybowa (E_5) na podstawie grawimetrii jest inny, niż to przedstawia wspomniana mapa, gdzie ma przebieg niemal N-S.

---

[1] Znaki uwzględnione na szkicu tektonicznym. Są one zgodne ze znakowaniem przyjętym na mapie załączonej do publikacji B. Świderskiego (1952).

Na podstawie przytoczonych przykładów należy uznać, że w obrębie regionu magurskiego i w innych obszarach Karpat (Tołwiński 1956) widzimy pewną współzależność między strukturami geologicznymi a anomaliami siły ciężkości. Oczywiście w naszym przeglądzie z konieczności ograniczyliśmy się tylko do pobieżnego omówienia tej współzależności. Szczegółowe studia tego rodzaju, dotąd nie przeprowadzane w Karpatach, mogą wnieść dużo nowego materiału, a nawet poniekąd zmienić wyżej wysnute wnioski. Podkreślić przy tym trzeba, że prace te napotkają na większe trudności niż w innych regionach Karpat, gdyż płaszczowina magurska spoczywa na całym szeregu różnych struktur podłoża odcyfrowanych jedynie fragmentarycznie na podstawie wierceń.

Główne Laboratorium
Przemysłu Naftowego
Kraków, w kwietniu 1957 r.

LITERATURA CYTOWANA

BURTAN J. & SOKOŁOWSKI S. 1956. Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich — streszczenie referatu (New investigations about the relation of the Magura Section to the Krosno Section of the West Beskid Mountains — summary of a report). — Przegląd Geol., z. 10. Warszawa.

HEMPEL J. 1948. Nowy obszar gazowy w Szalowej-Bieśniku koło Gorlic (The new gas-region in Szalowa-Bieśnik near Gorlice). — Nafta, nr 3. Kraków.

KONIOR K. 1933. Z badań geologicznych w Karpatach Środkowych między Gorlicami a Sanokiem (Recherches géologiques dans les Carpathes Centrales entre Gorlice et Sanok). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. IX. Kraków.

KOZIKOWSKI H. 1947. Zarys budowy geologicznej płaszczowiny magurskiej w okolicy Męciny Wielkiej koło Gorlic i jej stosunek do przedpola (Geological structure of Magura Overthrust in Męcina Wielka Region near Gorlice and its relation to foreland). — Nafta, nr 10-12. Kraków.

— 1953. Budowa geologiczna okolic Klęczan-Pisarzowej (Geological structure of the region of Klęczany-Pisarzowa). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 87. Warszawa.

— 1956a. Zarys geologii okolic Rabki (On the geology of the Rabka region). — Acta Geol. Pol., vol. VI/4. Warszawa.

— 1956b. Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tektonicznych na pd.-zachód od Gorlic (Geology of the Magura nappe and its tectonic windows to the SW Gorlice). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 110. Warszawa.

— 1956c. Jednostka Ropy-Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych (Ropa-Pisarzowa unit, a new tectonic unit of the Polish Flysch Carpathians). — Ibidem.

KOZIKOWSKI H. & JEDNOROWSKA A. 1956. Badania geologiczne i mikropoleontologiczne w dolinie Słonicy — Beskid Zachodni (Geological and micropaleontological research-work within the Słonica valley). — Acta Geol. Pol. vol. VI/4. Warszawa.

— 1957. Problem wieku warstw grybowskich i tzw. „szarej kredy“ z okolicy Gorlic (Age problems of the Grybów beds and the so-called “grey Cretaceous” of the neigbourhood of Gorlice — Western Flysch Carpathians). — Przegl. Geol., z. 3. Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1953. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. — Reg. Geologia Polski, t. I, z. 2, rozdz. XII. Kraków.

— 1956a. Zagadnienie stratygrafii Karpat na tle paleogeografii (The problem of the stratigraphy of the Carpathian in vue of paleogeography). — Przegl. Geol., z. 10. Warszawa.

— 1956b. Geology of the Northern Carpathians. — Geol. Rundsch., Bd. 45, H. 3. Stuttgart.

REGUŁA T. 1946. Odbudowa górnicza złóż ropnych (Underground Oil Minning). — Nafta, nr 7-10. Kraków.

SOKOŁOWSKI S. 1952. Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Wyd. A, Ark. F3 — Cieszyn, 1 : 300.000 (General geologic map of Poland. Ed. A, F3 — Cieszyn, 1 : 300.000). Państw. Inst. Geol. Warszawa.

ŚWIDERSKI B. 1952. Z zagadnień tektoniki Karpat Północnych (Voprosy tektoniki severnych Karpat). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. VIII. Warszawa.

ŚWIDZIŃSKI H. 1934. Uwagi o budowie Karpat fliszowych (Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) t. VII, z. 1. Warszawa.

— 1946. Gazy ziemne w Bieśniku koło Gorlic (Natural gas at Bieśnik near Gorlice). — Nafta, nr 5. Kraków.

— 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych (Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 37. Warszawa.

— 1950. Łuska Stróż koło Grybowa, Karpaty Środkowe (Stróża scale near Grybów, Middle Carpathians). — Ibidem, 59. Warszawa.

— 1952. Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Wyd. A, Ark. F4 — Nowy Sącz, 1 : 300.000 (General geologic map of Poland. Ed. A, F4 — Nowy Sącz, 1 : 300.000). Państw. Inst. Geol. Warszawa.

— 1953. Karpaty Fliszowe między Dunajcem a Sanem. — Reg. Geologia Polski, t. I, z. 2, rozdz. XIII. Kraków.

TOŁWIŃSKI K. 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów (The chief tectonic elements of the Carpathian Mts. and the Salides Range). — Acta Geol. Pol., vol. VI/2. Warszawa.

TOKARSKI A. 1946. Zachodnia część fałdu Mrukowej oraz możliwości ropne terenów Pielgrzymki i Folusza (Western part of the Mrukowa anticline and oil possibilities on the Pielgrzymka — Folusz areas). — Nafta, nr 11 i 12. Kraków.

— 1947. „Ramowa“ tektonika fałdów jasielskich (“Frame” tectonics of the Jasło folds). — Pol. Akad. Um. Mater. Fizjogr. Nr 7. Kraków.

— 1953. Sur la découverte des formes tectoniques nouvelles dans les Carpathes Polonaises. C.-R. de la XIX-e Sess. Congrès Géol. Int. Alger 1952, Sec. III, fasc. III. Alger.

— 1955. Geologia naftowa. — Tech. Naft., t. I, cz. I. Katowice.

WYSZYŃSKI V. O. 1938. Głębokie wiercenia pionierskie w Pisarzowej i Mordarce — z zapisów archiwalnych St. Weignera (Deep exploratory drillings in Pisarzowa and Mordarka — archival notes of St. Weigner). — Przem. Naft., z. 2.

Г. КОЗИКОВСКИ

ОТНОШЕНИЕ МАГУРСКОГО ПОКРОВА К СУБСТРАТУ

(Резюме)

Опираясь на семнадцати геологических разрезах (фиг. 1-15), построенных на основании глубоких бурений и на картах, автор обсуждает тектонику магурского покрова и его субстрата. В результате проведенного анализа он приходит к следующим выводам:

Магурский покров залегает на пяти разных тектонических единицах, которые лишь в немногочисленных случаях имеют сравнительно правильное антиклинальное строение. Преобладают наклоненные, а даже лежащие, сильно чешуйчатые структуры.

Тектонические окна, констатированные в магурском покрове, выступают на участке длиной свыше 100 км, причем на самые оконные зоны приходится около 87 км. Этот покров сравнительно маломощен и лежит плоско даже на расстоянии 12 км от его границы с пенинской клипповой зоной, с которой его контакт известен на участке длиной около 300 км.

Антиклинальные структуры магурского покрова соответствуют антиклинальным формам субстрата, что согласно с правилом возникновения нагроможденных структур.

До надвига упомянутого покрова его субстрат подвергался эрозии по крайней мере двукратно. Первый раз — еще до периода надвига отдельных элементов субстрата, а вторично — до шарьяжа магурского покрова. Магурский покров представляет складчатое сооружение, без опровернутого крыла, шириной по меньшей мере 70 км. Его констатированная мощность, за исключением одного случая, колеблется в границах 73-616 м. Характерной чертой является большое количество тектонических окон, выступающих даже вблизи пенинской клипповой зоны.

В связи с этим обстоятельством и с выше упомянутыми фактами автор предполагает, что этот покров представляет собой тектонический элемент без корней, отколотый и передвигнутый скользящим движением в северном направлении.

Изучая гравиметрическую картину, мы наблюдаем значительную зависимость между геологическими структурами и аномалиями силы тяжести.

H. KOZIKOWSKI

THE MAGURA NAPPE AND ITS RELATION TO THE SUBSTRATUM

(Summary)

ABSTRACT: On the evidence of information supplied by deep borings, the surv of geological maps and gravimetric data, the writer analyses the relationship the Magura nappe to its substratum. In doing so he draws the inference that t Magura nappe forms a moderately thick, uniform mantle, without a root-zon resting on 5 different, strongly folded tectonic units, which outcrop within nu merous tectonic windows distributed throughout the nappe area. Prior to t overthrust of the Magura nappe its substratum experienced two erosion period Subsequently thereto it again became folded, jointly with the overthrust napp giving rise to upheaved structures.

The tectonics of the Magura nappe and its substratum are discusse by the author on the base of 17 geological sections (figs. 1-15) drawn o evidence supplied by deep borings and maps. The following are con clusions suggested by the author according to a general analysis o the problem.

The Magura nappe rests on five different tectonic units. The anti clines in these units are only occasionally approximately regular. A a rule, pitched and even recumbent, strongly scaled structures predominat

Tectonic windows observable within the Magura nappe occur ove a distance of 100 km., of which, areas actually pierced by the windows total about 87 km. The mantle coating that nappe is relatively thin an flat, even at a distance of 12 km. (from the south) from the boundar of the nappe with the Pieniny Klippen Belt with which it is in contac over a line about 300 km. long.

The anticlinal structures of the Magura nappe correspond to th anticlinal forms of the substratum, thus obeying the laws governing th formation of uplifted structures. Before the overthrust of the Magur nappe its substratum had at least twice been subjected to erosion. Th first erosion had taken place prior to the overthrusting of the severa substratal units, the second one preceded the overthrust movements o the Magura nappe.

The Magura nappe is a folded mantle (without shearfold), stretching no less than 70 km. in width. Its ascertained thickness, with a single exception, ranges from 73 to 616 m. Its characteristic feature is the great number of tectonic windows which occur even in close proximity to the Pieniny Klippen Belt.

This as well as the other here mentioned facts make the present author suppose that the nappe is a tectonic structure without a root-zone, detached and shifted northwards by slide movements.

A comparative study of gravimetric situation in relation to the geological structure of the Magura nappe and its substratum reveals the great interdependence between geological structures and gravity anomalies.

Chief Laboratory for Oil Industry
Kraków, April 1957

STEFAN ALEXANDROWICZ i WŁODZIMIERZ PARACHONIAK

Utwory tufogeniczne w górnej kredzie niecki miechowskiej

STRESZCZENIE: W okolicach Włoszczowej, około 45 km na W od Kielc, w dwóch profilach osadów górno-kredowych znaleziono wkładki silnie przeobrażonych utworów tufogenicznych. Na podstawie oznaczonej mikro- i makrofauny wiek tych wkładek określono jako dolną część górnego kampanu. Można sądzić, że wkładki te wiążą się z górno-kredowym wulkanizmem geosynkliny Karpat Zewnętrznych. Szczegółowe opracowanie petrograficzne wkładek tufogenicznych wykazało, że jako główny składnik występuje tu montmorilonit. Stwierdzono również obecność drobnych fragmentów szkliwa wulkanicznego.

Część geologiczna

(napisał Stefan Alexandrowicz)

WSTĘP

Górno-kredowe skały pochodzenia wulkanicznego pojawiają się w kilku miejscach wśród osadów geosynkliny karpackiej, nie znane były natomiast ich odpowiedniki w kredzie środkowej Polski. Pierwszą wiadomość o występowaniu wkładek silnie przeobrażonych skał tufogenicznych w górnej kredzie niecki miechowskiej znajdujemy w opracowaniach mgr K. Baryłkiewicz i Z. Jeżyńskiej; tufogeniczny charakter tych wkładek rozpoznał doc. dr H. Makowski [1].

Utwory tufogeniczne widoczne są obecnie w dwóch odsłonięciach margli i opok górno-kredowych w okolicach Włoszczowej (około 45 km na zachód od Kielc). Jedno z nich to przekop kolejowy między Czostkowem a Ludynią, drugie natomiast to małe łomiki w przysiółku Nowiny koło Komornik.

Szczegółowe opracowanie wspomnianych utworów podjęte zostało z inicjatywy prof. dr J. Samsonowicza; za cenne uwagi i wskazówki udzielone mi w czasie wykonywania tej pracy pragnę mu niniejszym gorąco

---

[1] Prace niepublikowane złożone w Archiwum Zakładu Geologii Historycznej Uniwersytetu Warszawskiego.

podziękować. Dziękuję również prof. dr. M. Książkiewiczowi za użyczenie mi potrzebnej literatury i próbek mikrofaunistycznych z Bugaja, doc. F. Miturze za oznaczenie fauny inoceramów oraz mgr. St. Gerochowi za przedyskutowanie zagadnień dotyczących mikrofauny otwornic.

PRZEKOP KOL. W LUDYNI

Opoki i margliste opoki górno-kredowe odsłonięte są na przestrzeni ok. 500 m w przekopie kolejowym w pobliżu przystanku Ludynia (linia kol. Kielce-Częstochowa). Warstwy wykazują tu jednostajne nachylenia ku pd.-zachodowi (135/12 SW), tak że we wschodniej części przekopu widoczne są najstarsze utwory (fig. 1). Ogólna miąższość odsłoniętych osadów wynosi ok. 80 m; cała seria odznacza się stosunkowo małym zróżnicowaniem litologicznym. Na podstawie profilu północnej ściany przekopu można było wyróżnić kilka odmian opok i opok marglistych oraz wkładkę skały tufogenicznej.

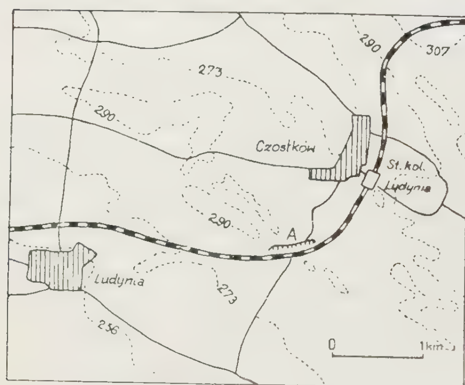


Fig. 1
Mapka sytuacyjna odsłonięcia w Ludyni
A lokalizacja odsłonięcia
Sketch map of the Ludynia outcrop
A site of outcrop

Profil litologiczny (fig. 2)

I — We wschodniej części przekopu (najniższa część profilu) widoczne są białe, zwięzłe opoki o nierównych przełamach i tabliczkowej oddzielności. Są one przekładane jasnoszarymi, płytkowatymi marglami i opokami marglistymi. Na świeżych przełamach oraz na powierzchniach oddzielności opok i margli pojawiają się czarne dendryty manganowe oraz żółto-brunatne naloty i skupienia limonityczne. Po wytrawieniu w kwasie solnym próbka opoki zachowuje spoistość i nie rozpada się.

W szlifie mikroskopowym wykonanym z opoki marglistej, na tle szarej, pelitowej masy skały widoczne są niezbyt liczne szczątki fauny: przeważają otwornice, często o połamanych skorupkach, wypełnionych drobnymi kryształkami kalcytu. Niezbyt licznie pojawiają się krzemionkowe elementy szkieletowe gąbek, ułamki płytek i kolców jeżowców oraz luźne, kalcytowe włókna inoceramów. Małe, ostrokrawędziste ziarna kwarcu oraz zielone grudki glaukonitu występują tu bardzo rzadko.

Po przeszlamowaniu próbek tych skał pozostają liczne wapienne otwornice, głównie globotrunkany, globorotalie i stensiöiny; otwornice aglutynujące są bardzo nielicznie reprezentowane. Obok otwornic pojawiają się również małżoraczki, kolce jeżowców, zęby ryb oraz ułamki skorupek inoceramów.

W poszczególnych próbkach pobranych z opisanych opok (próbki L-1 do L-4) skład mikrofauny nie ulega większym zmianom. Ogólna miąższość tych opok odsłoniętych w przekopie wynosi ok. 30 m.

II — Ku górze uławicenie skały staje się mniej wyraźne; opoki wykazują nieregularną oddzielność, przy czym charakter litologiczny skały zasadniczo się nie zmienia. Mikrofauna otwornic jest tu na ogół uboga i niezbyt dobrze zachowana. Stosunkowo najliczniej reprezentowane są globorotalie (próbka L-5). Miąższość tych opok wynosi ok. 9,5 m.

III — Wyżej leży 50-centymetrowa warstwa białych słabo zwięzłych opok marglistych o wyraźnie zaznaczonym warstwowaniu i tabliczkowej oddzielności. Zawierają one dość bogatą i różnorodną mikrofaunę otwornic, głównie wapiennych; na pierwszy plan wybijają się przedstawiciele rodzajów *Globotruncana* i *Anomalina*. W przeszlamowanym materiale bardzo rzadko występują małe, ostrokrawędziste ziarna kwarcu oraz grudki glaukonitu. Znalezione zostały również pojedyncze kryształki pirytu (próbka L-6).

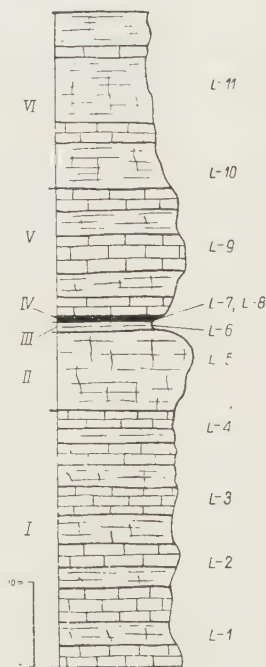


Fig. 2

Profil osadów górnokredowych w przekopie kolejowym w Ludyni (objaśnienia w tekście)

Profile of Upper Cretaceous deposits in the railroad cut at Ludynia

IV — Ponad opokami marglistymi pojawia się 30-centymetrowa wkładka silnie zbentonityzowanego tufitu. Jest to skała zupełnie miękka, na mokro bardzo plastyczna, barwy białej lub jasnoszarej. Na sucho staje się ona dość zwięzła i wykazuje charakterystyczną drobnokostkową oddzielność (próbka L-8). W spągowej części wkładki występują naloty żelaziste (limonityczne), które nadają skale żółto-brunatną barwę (próbka L-7).

V — Wyżej leżą białe i jasnoszare opoki nieco margliste o cienkotabliczkowej i płytkowej oddzielności. Miejscami licznie pojawiają się tu naloty manganowe i żelaziste. W szlifie mikroskopowym widoczne są

krzemionkowe elementy szkieletowe gąbek, a także nieliczne przekro skorupek otwornic (m. in. globotrunkany). Na tle szarej, pelitycznej ma skały sporadycznie znaleźć można bardzo małe (> 0,1 mm) ostrokraw dziste ziarna kwarcu i bladozielone grudki glaukonitu.

W przeszlamowanych próbkach zwraca uwagę niemal zupełny bra otwornic (próbka L-9). Pojawiają się natomiast liczne kryształki gips często idiomorficznie wykształcone lub zbliźniaczone. Ziarn kwarcu je bardzo niewiele, są one zwykle słabo obtoczone. Miąższość opok margl stych wynosi ok. 16 m.

VI — W najwyższej części profilu (zachodni odcinek przekopu) mo na wyróżnić jasnoszare, płytkowate margle i opoki margliste niezb zwięzłe. Zawierają one dość ubogą mikrofaunę otwornic, głównie wapie nych; formy aglutynujące nie odgrywają ilościowo większej roli (prób L-10 i L-11). Miąższość tych płytkowych margli i opok marglistych w nosi ok. 21 m.

Makrofauna

W opokach i marglistych opokach odsłoniętych w przekopie kol jowym koło Ludyni fauna występuje bardzo rzadko. Przy dokładny obejrzeniu ściany przekopu i osypiska znaleziono niewielką ilość okazów zwykle słabo zachowanych i nie nadających się do ścisłego oznaczeni Można było jedynie rozpoznać kilka ułamków gąbek oraz *Scaphites* s (ułamek dużego okazu) i *Spondylus* sp. (ośródka z zatartą rzeźbą).

Większą uwagę warto zwrócić na inoceramy, z których jeden oka odznacza się bardzo dobrym stopniem zachowania *(In. balticus)*. Z zebra nej fauny doc. F. Mitura oznaczył: *Inoceramus balticus* Böhm, *I. plana* Münster i *I.* cf. *barabini* Morton.

Mikrofauna

Po przeszlamowaniu próbek opok i margli z przekopu koło Ludyn pozostała dość bogata mikrofauna. W skład jej wchodzą głównie otwor nice, a prócz nich pojawiają się małżoraczki, mszywioły, kolce jeżowców i zęby ryb. Wśród otwornic przeważają ilościowo formy planktoniczn z rodzajów *Globorotalia, Globotruncana, Globigerina* i *Gümbelina,* liczni pojawiają się również bentoniczne otwornice wapienne: *(Gyroidina, Ster siöina, Anomalina).* Znacznie mniejszą rolę odgrywają otwornice agluty nujące reprezentowane niemal wyłącznie przez przedstawicieli rodzin Valvulinidae *(Ataxophragmium, Arenobulimina, Marssonella).*

W opisanym profilu zespół otwornic wykazuje jedynie niewielki zmiany. Na uwagę zasługuje brak otwornic w opokach marglistych leża

Tabela (Chart) 1

Gatunki otwornic* (Species of foraminifers)	Próbki (Samples)							
	L-1	L-2	L-3	L-4	L-5	L-6	L-10	L-11
1. *Marssonella oxycona* (Reuss)		I				I		I
2. *Gaudryina laevigata* Franke						I		
3. *Arenobulimina orbignyi* Reuss		I				I		
4. *A. presli* Reuss	I		I			I	I	I
5. *Dorothia* cf. *pupoides* (d'Orb.)	I							
6. *Ataxophragmium variabile* (Reuss)	I	I						I
7. *A. compactum* Brotzen	I	I	II	I		I	I	I
8. *Valvulineria allomorphinoides* (Reuss)			I					
9. *Marginulina bullata* Reuss		I						
10. *Dentalina* cf. *acuminata* Reuss		I	I					
11. *D.* cf. *communis* d'Orb.		I	I	I				
12. *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg)		I	III	I	I	I	I	I
13. *Bolivinoides decorata laevigata* (Jones)			I					
14. *Gyroidina depressa* (Alth)		I		I		I	II	I
15. *G. girardana* (Reuss)	I	I			I			
16. *Stensiöina pommerana* Brotzen	I	II	I	I		I	I	I
17. *S. exculpta* (Reuss) var. *gracilis* Brotzen	I	III	I	II		I	I	II
18. *Eponides* cf. *haidingeri* d'Orb.	I		I		I	I	I	
19. *Pullenia cretacea* Cushm.	I	I					I	
20. *Globigerina cretacea* d'Orb.			I	II	I		I	I
21. *Globotruncana arca* (Cushm.)	I	I		I		I	II	I
22. *G. fornicata* Plummer		I						I
23. *G.* cf. *lapparenti angusticarinata* (Gandolfi)				I	I	I		I
24. *G. lapparenti lapparenti* Bolli	I	III	I	II	I	I		
25. *G. lapparenti tricarinata* (Quereau)	I	I		II		II		
26. *G. marginata* (Reuss)	I	I	III	I		I	I	I
27. *Globorotalia multisepta* Brotzen	III	II	II	II	II	I	I	I
28. *Anomalina monterelensis* Marie	II	II	I	I		II	I	I
29. *Cibicides bembix* (Marsson)			I	I	I	I		
30. *C. excavata* Brotzen	I	I						

* Częstość występowania: I — pojedyncze okazy, II — rzadko, III — dość licznie, IV — licznie, V — masowo.

Frequency of occurrence: I — single, II — rare, III — frequent, IV — common, V — abundant.

cych ponad wkładką tufogeniczną (warstwa V — próbka L-9) oraz pojawienie się w tych opokach dość licznych kryształów gipsu. Jest możliwe, że te dwa fakty pozostają ze sobą w związku przyczynowym.

Ogólny charakter zespołu otwornic (duża ilość otwornic planktonicznych) może wskazywać, że mamy tu do czynienia z osadami otwartego morza. Potwierdzeniem tego jest niemal zupełny brak materiału detrytycznego; ostrokrawędziste ziarna kwarcu wielkości 0,1-0,7 mm i mniejsze występują tu jedynie sporadycznie.

Lista oznaczonych otwornic została przedstawiona w formie tabeli (tab. 1).

Pozycja stratygraficzna

Określenie pozycji stratygraficznej wkładki tufogenicznej z Ludyni oparte zostało na faunie inoceramów i otwornic znalezionej w opokach i opokach marglistych. I tak *Inoceramus balticus* Böhm znany jest z santonu i kampanu; *I. barabini* Morton występuje w osadach dolnego kampanu i w niższych ogniwach górnego kampanu, a *I. planus* Münster pojawia się w górnym kampanie i w niższej części mastrychtu. Przedstawiony zespół inoceramów wskazuje na niższą część górnego kampanu.

Z otwornic największe znaczenie stratygraficzne można przypisać przedstawicielom rodzajów *Globotruncana*, *Stensiöina* i *Bolivinoides* (fig. 3)[2].

Przy określeniu górnej granicy wieku należy wziąć pod uwagę *Stensiöina exculpta* (Reuss) var. *gracilis* Brotzen. Według F. Brotzena (1945) gatunek ten występuje w osadach emszeru, santonu i dolnego kampanu. Zdaniem de Klascha (Ganss 1956) w górnej kredzie strefy helweckiej (Alpy) *S. exculpta* (Reuss) var. *gracilis* Brotz. pojawia się w santonie i nieznacznie przekracza granicę santon-kampan. W okolicach Krakowa miałem możność przekonać się, że omawiany gatunek występuje w osadach poziomów *Actinocamax granulatus* (santon) i *Actinocamax quadratus* (dolny kampan), a w niektórych miejscach w marglach, w których znalezione zostały okazy *Belemnitella mucronata* Schloth. var. *senior* Nowak (dolna część górnego kampanu).

Na uwagę zasługuje również obecność globotrunkan z grupy *G. lapparenti* Brotz., które żyją od turonu do górnego kampanu, a nie dochodzą do granicy kampan-mastrycht (por. Sigal, 1952 i Pożaryski & Witwicka, 1956).

---

[2] Tabelka zasięgu pionowego cytowanych gatunków otwornic została zestawiona na podstawie prac H. Bolliego (1951), F. Brotzena (1945), H. Hiltermanna (1952, 1956), K. Pożaryskiej (1954), W. Pożaryskiego i E. Witwickiej (1956) oraz A. M. Wołosiny (1954).

Dolną granicę wieku opok z Ludyni określa *Stensiöina pommerana* Brotz., opisywana z wielu miejsc z osadów górnego kampanu i mastrychtu. Należy podkreślić, że wnioski stratygraficzne uzyskane na podstawie

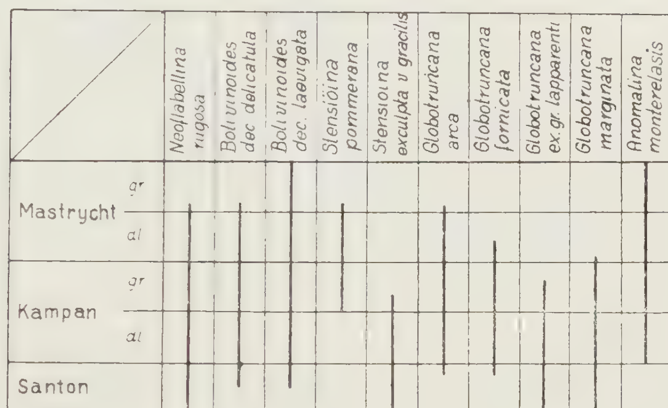


Fig. 3

Zasięg pionowy ważniejszych gatunków otwornic

(na podstawie prac Bolliego 1951, Brotzena 1945, Hiltermanna 1952, 1956, De Klascha 1956, Pożaryskiej 1954, Pożaryskiego i Witwickiej 1956, Sigala 1952 i Wołošiny 1954)

Vertical range of the most important species of foraminifers (based on papers by Bolli 1951, Brotzen 1945, Hiltermann 1952, 1956, De Klasch 1956, Pożaryska 1954, Pożaryski & Witwicka 1956, Sigal 1952 and Wołošina 1954)

fauny inoceramów pokrywają się z wnioskami, które wynikają ze studiów nad mikrofauną otwornic. Opoki i margliste opoki odsłonięte w przekopie kolejowym w Ludyni wraz z wkładką przeobrażonej skały tufogenicznej reprezentują wiekowo *dolną część górnego kampanu.*

ODSŁONIĘCIA W NOWINACH

Profile osadów górno-kredowych odsłonięte są w kilku małych łomikach ok. 0,5 km na zachód od przysiółka Nowiny (fig. 4). Utwory tufogeniczne widoczne są w trzech miejscach, przy czym można stwierdzić, że mamy tu do czynienia z jedną wkładką silnie zbentonityzowanego tufitu. Pojawia się ona wśród marglistych opok i glaukonitowych gez. Następstwo litologiczne we wszystkich trzech profilach jest takie same.

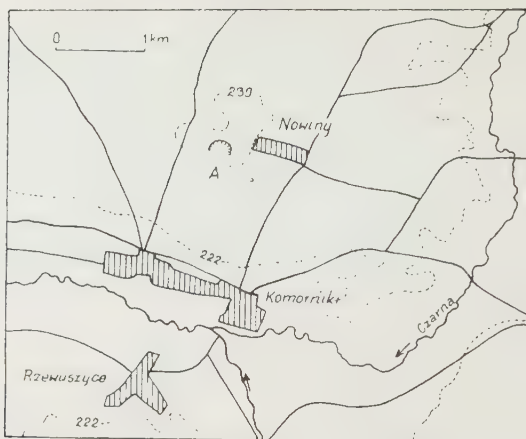


Fig. 4
Mapka sytuacyjna odsłonięcia w Nowinach
A lokalizacja odsłonięcia

Sketch map of the Nowiny outcrop
A site of outcrop

Profil litologiczny (fig. 5)

I — W dolnej części odsłonięć widoczne są białe, dość zwięzłe opok margliste o niezbyt regularnej, płytkowej lub tabliczkowej oddzielnośc Na nierównych przełamach widoczne są rzadko rozrzucone drobne grudk glaukonitu, niezbyt liczne ziarna kwarcu oraz spikule gąbek. Próbka opok trawiona w kwasie solnym nie rozpada się; po jej nadtrawieniu obo drobnych ziarn kwarcu i glaukonitu pozostają elementy szkieletowe gą bek reprezentujące rodziny Lithistidae i Tetractinellidae.

W szlifie mikroskopowym na tle szarej, pelitycznej masy skały wi doczne są liczne, krzemionkowe spikule gąbek a także ułamki skorupe otwornic, fragmenty płytek jeżowców, małe ostrokrawędziste ziarna kwar cu i grudki glaukonitu.

Po przeszlamowaniu próbek opok marglistych (próbki N-1, N-2 i N-3 pozostają dość liczne otwornice. Ilościowo największą rolę odgrywaj przedstawiciele rodzajów *Arenobulimina, Ataxophragmium* i *Gyroidina* a z otwornic planktonicznych — globotrunkany i globorotalie. Obok otwor nic w każdej próbce znaleźć można nieliczne małżoraczki, kolce jeżowców oraz ułamki skorupek inoceramów.

Maksymalna miąższość opisanych opok widoczna jest w profilu *a* wynosi ona 2,30 m.

II — Ponad marglistymi opokami we wszystkich trzech profilach leży wkładka silnie zbentonityzowanego tufitu. Jest to skała barwy jasnoszarej lub białej. Na sucho jest ona zwięzła i wykazuje płytkową i kostkową oddzielność. W stropowej części wkładki pojawiają się liczne drobne ziarna kwarcu oraz glaukonit (próbka N-4). W niektórych miejscach widoczne są również żółto-brunatne naloty limonityczne. Do badań petrograficznych pobrano próbki ze środkowej części wkładki ze wszystkich trzech łomników (próbki N-5, N-6, N-7). Miąższość wkładki jest stała i wynosi 30 cm.

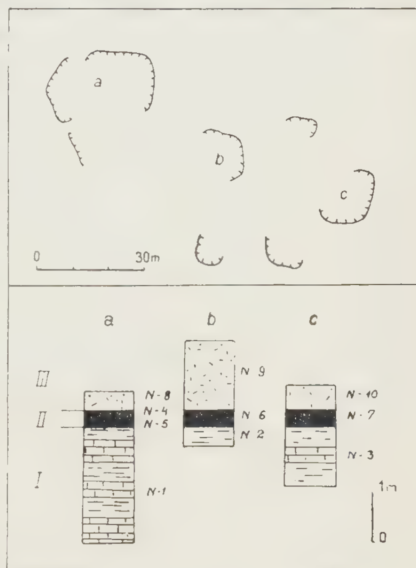


Fig. 5
Plan i profile łomików w Nowinach
(objaśnienia w tekście)

Plan and profile of the quarry pits in Nowiny

III — W górnej części profilów na wkładce tufogenicznej leżą jasnoszare gezy piaszczysto-glaukonitowe. Jest to skała nieco porowata, dość zwięzła o niezbyt regularnej płytkowej oddzielności. Na nierównych przełamach widoczne są igły gąbek i bardzo liczne drobne grudki glaukonitu Próbka gezy trawiona kwasem solnym rozpada się: w skład residuum wchodzą ziarna kwarcu i glaukonitu oraz dość liczne spikule gąbek (Lithistidae i Tetractinellidae).

W szlifie mikroskopowym można rozróżnić bardzo liczne szczątki organiczne — elementy szkieletowe gąbek, ułamki kolców i płytek jeżowców oraz skorupki wapiennych i aglutynujących otwornic. Licznie pojawiają się ostrokrawędziste ziarna kwarcu i grudki glaukonitu.

Po przeszlamowaniu próbek gez (próbki N-8, N-9 i N-10) pozostaje bardzo bogata mikrofauna otwornic. Najliczniej reprezentowane są otwornice aglutynujące (rodzina Valvulinidae); znacznie mniejszą rolę odgrywają gatunki planktoniczne (globorotalie i globotrunkany). Obok otwornic znaleźć można również ułamki skorupek inoceramów, małżoraczki, kolce jeżowców, spikule gąbek, koprolity i zęby ryb.

W stropie gezy przechodzą w zwietrzelinę. Maksymalna miąższość gez widoczna jest w profilu *b;* wynosi ona 1,40 m.

Makrofauna

W odsłonięciach w Nowinach dość licznie pojawiają się ułamki skc rupek, ośródki oraz odciski inoceramów. Większość z nich nie nadaje si do ścisłego określenia; z całego zbiorku doc. F. Mitura oznaczył jedyni 8 okazów: *Inoceramus balticus* Böhm (6 okazów), *Endocosta kneri* (Böhm i *E. impressa* (d'Orb.).

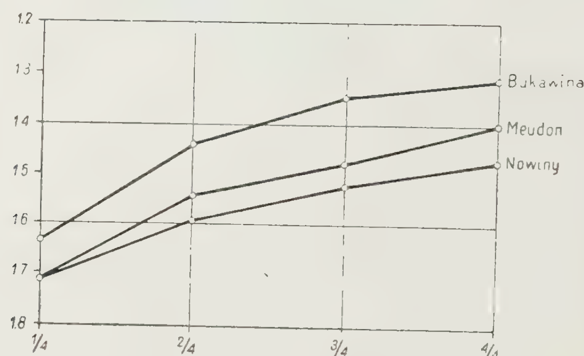


Fig. 6

Wyniki pomiarów obwodów rostrów belemnitów z gatunku *Belemnitella mucronata* Schloth. var. *senior* Nowak zestawione wg metody opisanej przez J. Nowaka (1913, s. 400)

Numerical data on circumference of belemnite rostra from species *Belemnitella mucronata* Schloth. var. *senior* Nowak, correlated after J. Nowak's method (1913, p. 400)

W gezach glaukonitowych w profilu *b* znaleziony został równic duży i dobrze zachowany okaz belemnita, należący do gatunku: *Belemnitella mucronata* Schloth. var. *senior* Nowak. Wyniki pomiarów rostrum tego belemnita, wykonane metodą opisaną przez J. Nowaka (1913), przedstawione zostały na wykresie (fig. 6). Dla porównania posłużyły wyniki pomiarów dwóch belemnitów należących do tego samego gatunku, podane przez J. Nowaka (1913, s. 396).

Mikrofauna

W gezach i marglistych opokach odsłoniętych w Nowinach występują bogate zespoły otwornic. Różnią się one dość wybitnie od zespołów, które wyszlamowane zostały z próbek z Ludyni.

Tabela (Chart) 2

Gatunki otwornic (Species of foraminifers)	Próbki (Samples)					
	N-1	N-2	N-3	N-8	N-9	N-10
1. *Marsonella oxycona* (Reuss)					II	I
2. *Verneuilina* cf. *bronni* Reuss		I			I	
3. *Gaudryina laevigata* Franke		I		I	I	I
4. *Arenobulimina orbignyi* Reuss	I	I			I	II
5. *A. presli* Reuss	I		I	I	II	II
6. *A. puschi* (Reuss)	I	I		I	I	I
7. *Dorothia* cf. *pupoides* (d'Orb.)						I
8. *Plectina watersi* Cushm.						I
9. *Ataxophragmium compactum* Brotzen	III	III	II	III	IV	III
10. *A. variabile* (d'Orb.)	I			I	I	I
11. *Orbignyna sacheri* (Reuss)	I			II	III	I
12. *O. aquisgranensis* (Beissel)	I	I	I	I	II	I
13. *Dentalina* cf. *communis* d'Orb.			I			I
14. *Frondicularia archiaciana* d'Orb.						I
15. *Neoflabellina rugosa* (d'Orb.)			I			
16. *Lagena sulcata* (Walk. & Jac.)		I				
17. *Bolivinoides decorata delicatula* Cushm.			I			
18. *B. decorata laevigata* (Jones)	I		I			
19. *Valvulineria allomorphinoides* (Reuss)		I				
20. *Gyroidina depressa* (Alth)	II	II	I	I	I	I
21. *G. globosa* (Hagenov)	I	I	I			
22. *G. girardana* (Reuss)	I	I	II	II	II	I
23. *Stensiöina pommerana* Brotzen	I	II	I			I
24. *S. exculpta* var. *gracilis* Brotz.	I	I		I	I	II
25. *Eponides* cf. *haidingeri* d'Orb.		I			I	I
26. *Pullenia cretacea* Cushm.	I	I	I	I	I	
27. *Globigerina cretacea* d'Orb.					I	
28. *Globotruncana arca* (Cushm.)	I	II	II	I	I	
29. *G. fornicata* Plummer					I	
30. *G. lapparenti lapparenti* Bolli			I	I		
31. *G. lapparenti tricarinata* (Quereau)		I			I	
32. *G. marginata* (Reuss)	I					
33. *Globorotalia multisepta* Brotzen	II	II	I	II	I	II
34. *Anomalina monterelensis* Marie	I		I			I
35. *Cibicides bembix* (Marsson)	I	I		I		I
36. *C. excavata* Brotzen	I	I		I	I	

Na pierwszy plan wybijają się tu otwornice aglutynujące reprezentowane przez rodzaje: *Arenobulimina, Ataxophragmium, Orbignyna* i *Marssonella*. Znacznie mniejsze znaczenie posiadają wapienne otwornice bentoniczne (*Gyroidina, Stensiöina, Eponides* i inne). Otwornice planktoniczne pojawiają się na ogół rzadko; są to zwykle globorotalie i globotrunkany.

Ogólny charakter zespołów z dolnej części profilów (z opok marglistych) i górnej części profilów (z gez glaukonitowych) nie wykazuje większych różnic; zespoły występujące w gezach są jednak bogatsze tak pod względem ilości gatunków, jak ilości osobników.

Listy otwornic oznaczone z poszczególnych próbek zostały zestawione w formie tabeli (tab. 2).

Pozycja stratygraficzna

Przy określeniu wieku opok, gez i wkładki tufogenicznej z Nowin wzięto pod uwagę inoceramy, belemnita i otwornice.

Zespół inoceramów wskazuje na górny kampan, bowiem *Endocosta kneri* (Böhm) i *E. impressa* (d'Orb.), znane z górnego kampanu i dolnego mastrychtu, nie występują w osadach dolnego kampanu, a *Inoceramus balticus* Böhm nie przechodzi powyżej granicy kampan-mastrycht.

Gatunek *Belemnitella mucronata* Schloth. var. *senior* Nowak, przez wielu autorów (Nowak 1913, Jeletzky 1951) uznany został za przewodni dla dolnej części górnego kampanu. Należy jednak pamiętać, że W. Pożaryski (1938, 1948, 1956) cytował go z osadów górnego kampanu i mastrychtu środkowej Polski.

Z otwornic, które mogą być brane pod uwagę przy ustaleniu pozycji stratygraficznej, pojawiają się w Nowinach wszystkie te gatunki, które znalezione zostały w opokach z Ludyni. Obecność *Bolivinoides decorata delicatula* Cushm. i *Neoflabellina rugosa* (d'Orb.) nie wnosi tu nic istotnego. W związku z tym wiek wkładki tufogenicznej z Nowin można określić jako *niższa część górnego kampanu* (fig. 3).

Pozostaje do rozpatrzenia zagadnienie, czy wkładki tufogeniczne z Ludyni i z Nowin ściśle sobie odpowiadają, czy też mamy do czynienia z dwiema różnymi wkładkami. Analiza stratygraficzna profilów w Ludyni i w Nowinach wskazuje, że wkładki tufogeniczne znalezione w obu profilach osadziły się w tym samym, stosunkowo krótkim odcinku czasu (dolna część górnego kampanu). Fakt, że ponad wkładką tufogeniczną w Ludyni leżą margliste opoki, a ponad wkładką tufogeniczną w Nowinach — gezy, zdaje się świadczyć, że są to dwie różne wkładki. Gdyby obie one ściśle sobie odpowiadały, należałoby przyjąć, że po utworzeniu się warstewki tufitowej (bentonitowej) w Ludyni osadzały się margliste opoki, a w Nowinach gezy piaszczysto-glaukonitowe (odległość między tymi stanowiskami wynosi 17 km).

UWAGI PORÓWNAWCZE

Opisane wkładki utworów tufogenicznych powstały w wyniku sedymentacji i podmorskiego wietrzenia materiału piroklastycznego, który

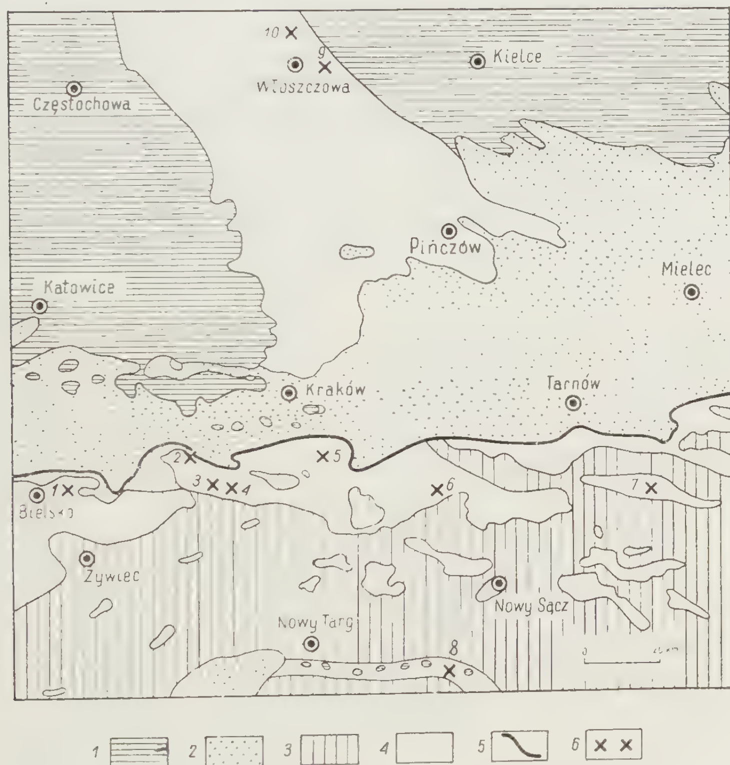


Fig. 7

Mapka rozmieszczenia górno-kredowych skał wulkanicznych i tufogenicznych w Polsce

1 podłoże osadów kredy, *2* kreda (przedmurze Karpat, Karpaty fliszowe, Pieniński Pas Skałkowy), *3* starszy trzeciorzęd (Karpaty fliszowe), *4* miocen, *5* nasunięcie karpackie, *6* stanowiska skał wulkanicznych i tufogenicznych. 1 Pisarzowice, 2 Bachowice, 3 Bugaj, 4 Lanckorona, 5 Sułów, 6 Żegocina, 7 okolice Liwocza, 8 Jaworki w Pieninach, 9 Ludynia, 10 Nowiny

Map showing the distribution in Poland of Upper Cretaceous volcanic and tuffogenic rocks

1 substratum of Cretaceous deposits, *2* Cretaceous (Carpathian foreland, Flysch Carpathians, Pieniny Klippen Belt), *3* older Tertiary (Flysch Carpathians), *4* Miocene, *5* Carpathian overthrust, *6* sites of volcanic and tuffogenic rocks. 1 Pisarzowice, 2 Bachowice, 3 Bugaj, 4 Lanckorona, 5 Sułów, 6 Żegocina, 7 Liwocz area, 8 Jaworki in Pieniny, 9 Ludynia, 10 Nowiny

został przywiany z jakiegoś oddalonego centrum erupcji; transport ma teriału piroklastycznego mógł się odbywać częściowo za pośrednictwe prądów morskich. Ze względu na podobną pozycję stratygraficzną, utwo ry tufogeniczne okolic Włoszczowej można wiązać z górno-kredowym wulkanizmem geosynkliny karpackiej (fig. 7).

Badania M. Książkiewicza (1954, 1956) i T. Wiesera (1952, 1954a wykazały, że w osiowej strefie geosynkliny Karpat Zewnętrznych górn kreda była okresem ożywionej działalności wulkanicznej. Powstałe w tym okresie utwory piroklastyczne znane są obecnie z Bachowic koło Wadowic z Bugaja koło Kalwarii, z okolic Żegociny, Liwocza i Bielska, z Pienin a także z obszaru Karpat Rumuńskich. Jest prawdopodobne, że z wulka nizmem górno-kredowym wiążą się również porfiryty odsłaniające si w okolicach Lanckorony i Wieliczki (Gaweł i Książkiewicz 1936), a także skały magmowe opisane przez Z. Sujkowskiego (1938) z Karpat Wschod nich.

Najbardziej wszechstronnie opracowane zostało stanowisko ska magmowych w Bachowicach; T. Wieser (1952) stwierdził tu obecność peł nego cyklu magmowego. Utwory piroklastyczne Bachowic są reprezento wane przez różne rodzaje tufów i tufitów o charakterze tufów riodacyto wych, dacytowych i andezytowych.

Wiek wulkanizmu bachowickiego został określony na podstawie sto sunku tufitów do wapieni i margli górno-kredowych, których straty grafię opracował M. Książkiewicz (1954). Zdaniem T. Wiesera (1952) za dolną (minimalną) granicę wieku utworów piroklastycznych można uznać górny turon, natomiast górną (maksymalną) granicę wieku stanowi dan paleocen. Prawdopodobnie jednak okres tworzenia się tufitów w Bacho wicach przypada na górny kampan lub mastrycht, przy czym erupcje wulkaniczne mogły trwać aż do dolnego eocenu (Książkiewicz 1954).

W Bugaju koło Kalwarii, w obrębie czerwonych i zielonych margli górno-kredowych M. Książkiewicz znalazł wkładkę tufu, który na pod stawie szczegółowych badań petrograficznych (Gaweł i Książkiewicz 1936) został uznany za pokrewny porfirytowi z Lanckorony i „...może stanowić sypką fazę tej skały" (Książkiewicz 1951). Podobne skały magmowe (por firyty) znane są również z Sułowa koło Wieliczki. Określenie pozycji stra tygraficznej pstrych margli z Bugaja opiera się na faunie globotrunkan opracowanej przez M. Książkiewicza (1949). Ze względu na obecność *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), *G. arca* (Cushm.) i *G.* cf. *marginata* (Reuss), margle z Bugaja zostały zaliczone do kampanu. Ten sam wiek można również przypisać występującej tu wkładce tufu.

W okolicach Bielska W. Nowak (1956) znalazł skałę pochodzenia wul kanicznego (tufit), której genezę wiązał z wulkanizmem fazy laramijskiej.

W skale tej tkwiły fragmenty inoceramów oznaczonych przez doc. F. Miturę jako *Inoceramus* cf. *planus* Münster. Omawiany tufit stanowił przypuszczalnie wkładkę w pstrych marglach zawierających bogatą mikrofaunę górno-kredowych otwornic (*Globotruncana, Gümbelina, Reussella*). Ze względu na skład mikrofauny i oznaczone fragmenty inoceramów wiek tufitu z okolic Bielska można określić jako górny kampan — dolny mastrycht.

Górno-kredowy (ew. paleoceński) wiek przypisała ostatnio K. Skoczylas-Ciszewska (1956) andezytom i tufom andezytowym z Żegociny koło Bochni. Utwory piroklastyczne pojawiają się tu jako wkładki wśród górno-kredowych osadów fliszowych tzw. „strefy żegocińskiej".

Skały pochodzenia wulkanicznego (przeobrażone tufity) opisane zostały również z okolic Liwocza na S od Tarnowa (Kamieński i Skoczylas-Ciszewska 1955). Występują one w formie kilku wkładek w warstwach istebniańskich dolnych i górnych (górna kreda-paleocen).

Cienkie wkładki biotytowych tufitów pojawiają się w obrębie pstrych łupków „górno-kredowej osłony" pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer i Wieser 1956). Na podstawie pozycji w profilu i mikrofauny otwornic, oznaczonej przez mgr S. Gerocha z pstrych łupków, wiek tych wkładek określony został jako dan lub dan-paleocen. K. Birkenmajer i T. Wieser uznali wspomniane wkładki tufitowe za produkty erupcji podmorskich związanych z fazą laramijską.

Tufy i tufity górno-kredowe znane są również z rumuńskich Karpat. M. Filipescu (1945) wyraził pogląd, że materiał piroklastyczny wchodzący w skład tych skał pochodzi z erupcji podmorskich.

Ścisłe określenie pozycji stratygraficznej poszczególnych stanowisk utworów tufogenicznych napotyka często na znaczne trudności, co uniemożliwia przeprowadzenie korelacji opisanych wkładek tufitowych. Z zestawienia (fig. 8) wynika, że omawiane zjawiska wulkaniczne mogły rozpocząć się z początkiem górnej kredy, przypuszczalnie jednak bardziej ożywiona działalność wulkaniczna w geosynklinie Karpat Zewnętrznych rozpoczęła się w kampanie. Wkładki tufogeniczne z Ludyni i z Nowin, których wiek został stosunkowo dokładnie ustalony, mogłyby odpowiadać tufitom z Bachowic, Bugaja i okolic Bielska (Pisarzowice), a także jednej czy kilku wkładkom tufitów z Żegociny i Liwocza. Nie jest wykluczone, że źródłem utworów piroklastycznych był ośrodek eruptywny w Bachowicach.

W tym samym czasie mogły również działać inne centra eruptywne. M. Filipescu (1945) był skłonny wiązać górno-kredowe tufy rumuńskich Karpat z wulkanizmem Gór Apuseni (Siedmiogród).

T. Wieser i M. Filipescu wskazywali na podmorski charakter wulkanizmu górno-kredowego w geosynklinie karpackiej; zdaniem tych auto-

rów materiał piroklastyczny był roznoszony głównie przez prądy morsk Opisane stanowiska utworów tufogenicznych w okolicach Włoszczow zdają się świadczyć, że obok erupcji podmorskich w górnym kampan miały również miejsce erupcje subaeralne. Materiał piroklastyczny p chodzący z tych erupcji roznoszony za pośrednictwem wiatrów został n stępnie osadzony w kampańskim morzu środkowej Polski. Można wi przypuszczać, że wkładki mniej lub więcej przeobrażonych tufów poch

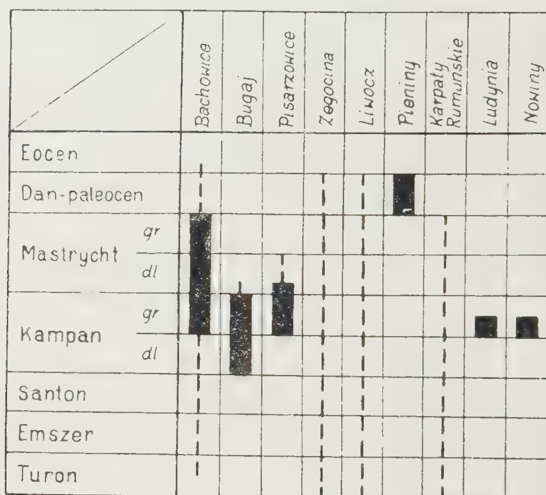


Fig. 8

Pozycja stratygraficzna górno-kredowych skał wulkanicznych i tufogenicznych

Stratigraphic position of Upper Cretaceous volcanic and tuffogenic rocks

dzące z tego okresu mogą mieć duże rozprzestrzenienie, a jedynie słab znajomość kompletnych profilów górnej kredy w niecce miechowskie w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i w okolicach Krakow nie pozwoliła na stwierdzenie tego faktu.

Pewien udział w roznoszeniu materiału piroklastycznego mógł rów nież przypaść prądom morskim. W środkowej Polsce zjawisko to miał jednak raczej lokalne znaczenie. Jest bowiem mało prawdopodobne, żeb prądy były jedynym czynnikiem transportu, co zachodziłoby w przypac ku erupcji podmorskich. Warto przy tym zwrócić uwagę na różnice w fau nie planktonicznych otwornic, które nasuwają się przy porównywani zespołów pochodzących z pstrych margli z Bugaja i Bachowic oraz zespo łów z opok marglistych i gez okolic Włoszczowej. Gdyby materiał piro

klastyczny przynoszony był z południa przez prądy morskie, należałoby oczekiwać ujednolicenia zespołów planktonicznych otwornic.

W stosunku do górno-kredowych tufów i tufitów karpackich (Bachowice, Bugaj) odpowiadające im wiekowo wkładki tufogeniczne pojawiające się w okolicach Włoszczowej wykazują znacznie silniejszy stopień przeobrażenia (zbentonityzowania). Wiąże się to zapewne z różnymi warunkami sedymentacji w morzu kampańskim Karpat (basen śląski i podśląski) i niecki miechowskiej. Zachowanie się w stanie niezwietrzałym okruchów szkliwa wulkanicznego, licznych blaszek biotytu i prakryształków skaleni (Bachowice, Bugaj) może wskazywać na stosunkowo szybkie zasypanie materiału piroklastycznego osadem marglistym. Dzięki temu procesy wietrzenia podmorskiego nie doprowadziły do dewitryfikacji szkliwa i do wytworzenia się większych ilości montmorilonitu.

W okolicach Włoszczowej materiał piroklastyczny został silnie zbentonityzowany, tak że okruchy szkliwa wulkanicznego zachowały się jedynie sporadycznie. Produktem podmorskiego wietrzenia biotytu, skaleni i szkliwa wulkanicznego jest montmorilonit, który stanowi dominujący składnik omawianych skał. Przyczyną silnego przeobrażenia popiołów wulkanicznych była zapewne powolna sedymentacja w morzu górno-kredowym niecki miechowskiej, wskutek czego materiał piroklastyczny przez stosunkowo długi okres czasu nie był przykryty osadem i mógł podlegać działaniu wody morskiej.

Zakład Geologii
Uniwersytetu Jagiellońskiego
Kraków, w czerwcu 1957 r.

Część petrograficzna

(napisał Włodzimierz Parachoniak)

MATERIAŁ DO BADAŃ

Do badań petrograficznych otrzymałem od mgr S. Alexandrowicza 6 próbek skały ilastej zebranych przez niego w czasie badań terenowych w okolicy Włoszczowej. Dokładna sytuacja geologiczna oraz pozycja stratygraficzna skał reprezentowanych przez wymienione próbki przedstawiona została przez S. Alexandrowicza. Próbki zebrane zostały z dwu odsłonięć z wkładek skały ilastej, występującej w utworach kredowych (opoka), których wiek na podstawie oznaczeń paleontologicznych oznaczony został na dolną część górnego kampanu. Próbki znakowane L-7 i L-8 pochodzą z pierwszego stanowiska (Ludynia), próbki zaś N-4, N-5, N-6, N-7 z drugiego stanowiska (Nowiny). Wygląd megaskopowy oraz własności fizycz-

ne wymienionych skał nasuwały przypuszczenie, że są one bentonitam
Celem mojej pracy było ewentualne potwierdzenie tego przypuszczen
wysuniętego przez H. Makowskiego, J. Samsonowicza i S. Alexandrowic
oraz bliższe określenie charakteru petrograficznego wymienionych ska
Wyżej wymienionym w tym miejscu dziękuję za udostępnienie mi prób
do badań petrograficznych.

Wszystkie dostarczone do analizy próbki, znakowane numerami L-
L-8, N-4, N-5, N-6, N-7 megaskopowo reprezentowały zbliżony do siebi
prawie identyczny typ skały o strukturze pelitowej, teksturze bezładne
W stanie wysuszonym miały barwę jasnoszarą z odcieniem seledynowyn
Jedynie próbka L-7 miała odcień żółtawy. Próbki N-4, N-6, N-7 reago
wały z rozcieńczonym kwasem solnym bardzo słabo; szczególnie intensyw
nie burzyła próbka N-4. Megaskopowo — z wyjątkiem próbki N-4, któr
zawierała domieszkę bardzo drobnych ziarn kwarcu. W stanie wilgotnyr
poszczególne próbki były w dotyku „mydlaste", plastyczne, a po wysu
szeniu zmniejszały swą objętość, rozpadając się na drobne kostki. Prób
na zdolność pęcznienia przeprowadzona na próbkach N-6 i N-7 wykazała
że obie wysuszone (w temp. pokojowej) i sproszkowane zwiększają po na
syceniu wodą swą objętość około 5-krotnie. W wodzie wszystkie próbk
rozlasowały się bardzo łatwo.

W celu bliższego zapoznania się ze składem mineralnym skał, po
szczególne próbki poddane zostały badaniom mikroskopowym, termicz
nym, chemicznym, mechanicznym oraz oznaczono ich zdolność odbarwiania

OBRAZ MIKROSKOPOWY SKAŁ

W szlifach mikroskopowych sporządzonych ze wszystkich pozosta
jących do dyspozycji próbek uzyskane obrazy (z wyjątkiem obrazu mikro
skopowego szlifu z próbki N-4) były do siebie bardzo podobne.

W zasadniczym drobnołuseczkowym tle skalnym widoczne były po
jedyncze drobne ostrokrawędziste ziarenka kwarcu, kalcytowe skorupk
otwornic (szczególnie liczne w próbce L-8), opalowe fragmenty igieł gą-
bek oraz sporadyczne ziarenka glaukonitu i minerałów ciężkich, główni
apatytu. Poza tym we wszystkich próbkach występowała domieszka bar-
dzo drobnego, rozsianego na tle całej skały pelitu kwarcowego.

W szlifie próbki N-4 domieszka większej frakcji ziarn kwarcu oraz
glaukonitu była szczególnie znaczna. Dane ilościowe dotyczące stopnia za-
piaszczenia poszczególnych próbek podane zostały w innym miejscu —
w zestawieniu wyników analiz mechanicznych. Głównym składnikiem mi-
neralnym wszystkich próbek były drobnołuseczkowe minerały ilaste, któ-
re ze względu na znikome rozmiary, były bliżej nieoznaczalne metodami

mikroskopowymi. Przy skrzyżowanych polaroidach dawały one zjawisko zbiorowego rozjaśnienia pola widzenia. Ewentualnych okruchów szkliwa w cienkich płytkach (szlifach) nie udało się wyróżnić. Okruchy te zostały znalezione dopiero w niektórych frakcjach uzyskanych z analizy mechanicznej.

Współczynniki załamania oznaczone metodą immersyjną dla agregatów substancji ilastej zbliżone są do 1,532.

ANALIZA TERMICZNA

W celu przybliżonego ilościowego oznaczenia głównych składników mineralnych, próbki zostały poddane analizie termicznej według metody J. Tokarskiego opartej w zasadzie na oznaczaniu strat na wadze przy podgrzewaniu w temp. 150°, 400°, 500° i 900°C. Szczegóły tej metody oraz sposób interpretacji uzyskanych wyników podane zostały przez wymienionego autora w jego pracach (Tokarski 1947, 1951, 1954).

Ze składników mineralnych obliczono zawartość montmorilonitu, kaolinitu, substancji organicznej, węglanów oraz składników termicznie nieaktywnych.

Wyniki analiz termicznych

Próbka Nr	Straty w % wag.				Skład mineralny w % wag.				
	150°	400°	500°	900°	Mont.	Organ.	Kaol.	Kaol.	Nieakt.
L-7	9,98	1,35	1,07	3,49	69	1	6	1	23
L-8	4,71	1,01	1,01	18,82	32	1	8	40	19
N-5	7,95	0,79	0,77	2,85	55	ślad	4	1	40
N-4	2,48	0,86	0,71	12,20	17	1	6	26	50
N-6	10,70	0,86	0,99	4,95	74	—	5	4	17
N-7	10,45	1,04	0,89	3,61	73	ślad	4	1	22

Uzyskane dane wskazują, że dominującą rolę w próbkach, w szczególności w próbkach L-7, N-6 i N-7 odgrywają minerały ilaste z grupy montmorilonitu. Potwierdzone również zostały spostrzeżenia mikroskopowego przeglądu próbek odnośnie do silnego stopnia zapiaszczenia próbki N-4. Ponadto uzyskane rezultaty zwróciły uwagę na znaczną zawartość węglanów w próbce L-8 oraz mniejszą w próbce N-4.

Przeprowadzone równolegle próby na zdolność odbarwiania dały dla poszczególnych próbek rezultaty przytoczone niżej:

Nr próbki	Ilość cm^3 wzorcowego roztworu błękitu metylenowego użytego do adsorbcji
L-7	196
L-8	95
N-5	155
N-4	51
N-6	273
N-7	204
bentonit „lwowski" (wzorcowy)	279

ANALIZA TERMICZNA RÓŻNICOWA

Dla potwierdzenia uzyskanych rezultatów analizy termicznej, a szczególnie dla potwierdzenia dominującej roli w skale minerałów ilastych grupy montmorilonitu wszystkie próbki poddane zostały analizie termicznej różnicowej. Analizy termiczne różnicowe wykonane zostały przez L. Stocha, któremu w tym miejscu za trud włożony w ich wykonanie składam gorące podziękowanie. Graficzne ujęcie wyników analiz próbek przedstawione zostało na fig. 9.

Porównanie uzyskanych efektów z wzorcowymi krzywymi różnych minerałów ilastych, przytaczanymi w literaturze (Grim 1953, Winchel 1951) wykazało, że próbki N-6, N-7 i L-7 dały obraz najbardziej zbliżony do krzywych charakterystycznych dla *montmorilonitu.* Ten sam charakter krzywych można zresztą obserwować we wszystkich pozostałych próbkach.

Dla montmorilonitu przytacza się — jako charakterystyczne — trzy reakcje endotermiczne: bardzo intensywną przy temp. 100-200°, drugą — mniej intensywną przy temp. 600-700° oraz trzecią — przy 800-900°. Pierwsza z nich odpowiadać ma wydzieleniu wody hygroskopijnej, druga wydzieleniu wody konstytucyjnej, trzecia — zniszczeniu sieci minerału, — amorfizacji montmorilonitu. Jako cechę charakterystyczną podawany bywa również mniej jasny do zinterpretowania efekt egzotermiczny, przy temp. około 950°.

Słabo wyrażone efekty w temp. około 200° (według niektórych autorów w temp. około 150°) spowodowane są utratą wody związanej z zaadsorbowanymi jonami $Ca^{\cdot\cdot}$ i $Mg^{\cdot\cdot}$, posiadającymi własności hydrofilne.

Wszystkie powyżej opisane efekty można zaobserwować na krzywych uzyskanych z analizy termicznej próbek bentonitów z Włoszczowej. W krzywych próbek L-8 i N-4 w temp. około 800° widoczne są ponadto efekty endotermiczne spowodowane znaczną zawartością węglanów. Naj-

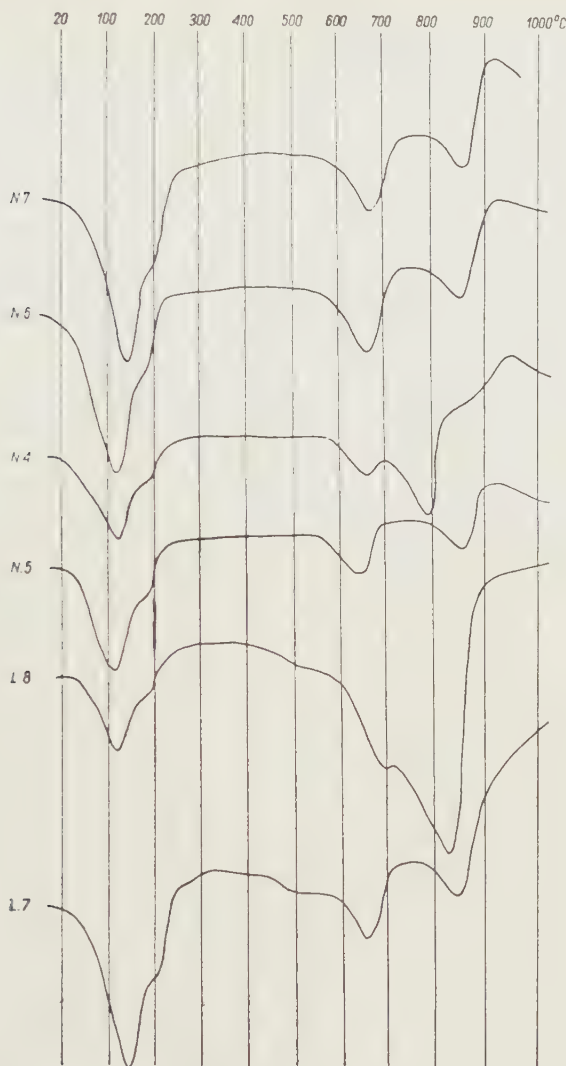


Fig. 9

Krzywe analiz termicznych różnicowych
Diagrammatic curves of thermic differentiation analyses

słabiej zaznaczającą się reakcję endotermiczną w temp 120°, uwidaczniającą się w krzywej próbki N-4, wytłumaczyć można znaczną domieszką ziarn kwarcu w tej próbce: zawartość w niej montmorilonitu — w porównaniu z próbką L-7 — jest około 4-krotnie mniejsza.

Z przedstawionych wyników analizy termicznej różnicowej wynika niezbicie, że dominującą rolę w analizowanych próbkach odgrywa montmorilonit, minerał — według dotychczasowego stanu wiedzy o nim — będący głównie produktem rozkładu wulkanicznych popiołów osadzonych w morskich basenach.

ANALIZA CHEMICZNA

Z zestawienia krzywych analiz termicznych różnicowych oraz innych przytoczonych danych wynika, że próbki N-6 i N-7 są stosunkowo najczystsze i reprezentują skałę zawierającą montmorilonit jako główny składnik.

Opierając się na powyższym stwierdzeniu, dalszym badaniom, a szczególnie czasochłonnej analizie chemicznej, poddano jedynie próbki N-6 i N-7.

Wyniki tej analizy, wykonanej przez D. Kęską, której na tym miejscu wyrażam podziękowanie, zamieszczone są poniżej:

	Próbka N-6			Próbka N-7		
	HCl 1 1			HCl 1:1		
	rozpuszcz.	nierozpuszcz.	brutto	rozpuszcz.	nierozpuszcz.	brutto
SiO_2	33,38	15,23	48,61	29,64	20,78	50,42
TiO_2	—	0,46	0,46	—	0,36	0,36
P_2O_5	ślad	—	ślad	ślad	—	ślad
Al_2O_3	13,86	3.90	17,76	12,67	6,25	18,92
Fe_2O_3	1,87	0,42	2,29	1,68	0,77	2,45
MgO	1,30	0,55	1,85	1,34	0,68	2,02
CaO	5,02	0,09	5,11	2,98	0,10	3,08
MnO	brak	brak	brak	brak	brak	brak
Na_2O	ślad	—	ślad	ślad	—	ślad
K_2O	ślad	—	ślad	ślad	—	ślad
H_2O	—	—	15,62	—	—	15,36
Straty praż.	—	—	8,76	—	—	7,83
Suma	55,43	20,65	100,46	48,31	28,94	100,44

Części rozpuszczalne w kwasie solnym przeliczone zostały sposobem Hendricksa (Ross & Hendricks 1945) i przedstawione w postaci wzorów krystalochemicznych:

Próbka N-6 (część rozpuszczalna w HCl)



$$(Al_{1,66}\ Fe_{0,16}\ Mg_{0,22})\ (Al_{0,20}\ Si_{3,80})\ O_{10}\ (OH)_2$$

Próbka N-7 (część rozpuszczalna w HCl)



$$(Al_{1,65}\ Fe_{0,16}\ Mg_{0,25})\ (Al_{0,24}\ Si_{3,76})\ O_{10}\ (OH)_2$$

Wzory te są bardzo zbliżone do teoretycznego wzoru montmorilonitu podanego przez Hendricksa.

ANALIZA MECHANICZNA

Przeprowadzona na poszczególnych próbkach analiza mechaniczna (sitowa oraz częściowo sedymentacyjna) miała na celu: oznaczenie stopnia zapiaszczenia próbek, uzyskanie odpowiedniej ilości właściwych frakcji do wydzielenia minerałów ciężkich, przeprowadzenie obserwacji nad morfologią materiału detrytycznego (frakcji lekkiej i ciężkiej) oraz ewentualne stwierdzenie w odpowiednich frakcjach okruchów szkliwa.

Z przeprowadzonych dla wymienionych wyżej celów zabiegów uzyskano następujące dane:

Wyjściowa ilość próbki — 100 g

Nr próbki	Frakcja (w % wag.)			
	0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01
L-7	0,2	0,6	18,3	80,9
L-8	0,05	0,2	9,3	90,45
N-5	0,3	0,5	14,7	84,5
N-4	22,4	10,3	11,7	55,6
N-6	0,35	0,9	13,5	85,25
N-7	0,1	0,6	24,3	75,0

Z frakcyj sitowych 0,1-0,05 mm sporządzone zostały trwałe preparaty proszkowe w balsamie kanadyjskim. Przegląd mikroskopowy tych preparatów wykazał, że frakcje powyższe reprezentowane są głównie przez ostrokrawędziste ziarna kwarcu. Rzadziej spotyka się silnie zwietrzałe nieoznaczalne bliżej ziarna skaleni. Często spotykane są opalowe lub chalcedonowe fragmenty igieł gąbek. Nieznaczną domieszkę w preparatach stanowią ziarna glaukonitu i ziarna minerałów nieprzejrzystych. Sporadycznie spotyka się fragmenty szkliwa wulkanicznego, głównie o charakterystycznej strukturze globulastej, rzadziej pumeksowej lub obsydianowej (fig. 10). Poza tym spotykane są również pojedyncze ziarenka gipsu. Ponieważ próbki wyjściowe rozlasowywano w wodzie, bez

użycia kwasu solnego, w preparatach zachowały się również sporadyczne kalcytowe fragmenty skorupek otwornic.

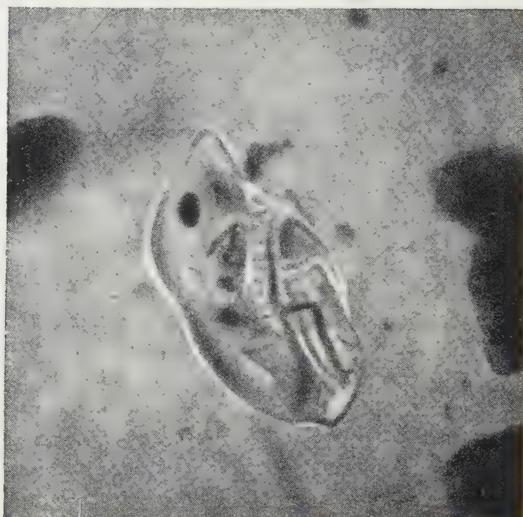


Fig. 10
Okruch szkliwa wulkanicznego typu globulastego
× 270
Fot. B. Ostrowicki
Fragment of the globular volcanic glass
× 270

Stosunki ilościowe w wyżej wymienionych preparatach obliczone dla przykładu na preparacie próbki N-7 przedstawiają się następująco:

kwarc	—	70% ob.
skalenie	—	18%
okruchy igieł gąbek (chalcedon i opal)	—	3%
kalcyt (fragmenty skorup)	—	5%
okruchy szkliwa	—	2%
glaukonit	—	1%
muskowit	—	0,5%
reszta (minerały ciężkie i ziarna nieprzejrzyste oraz inne)	—	0,5%

MINERAŁY CIĘŻKIE

Minerały ciężkie wyodrębnione zostały z frakcji sitowych 0,1-0,05 mm próbek N-6 i N-7. Jako ciężkiej cieczy użyto bromoform o c. wł. 2,86.

Nr próbki	Waga wyjściowa frakcji 0,1—0,05	Waga wydziel. minerałów ciężkich	Zawartość % minerałów ciężkich
5	0,9 g	0,0054 g	0,6
6	0.6 g	0,0036 g	0,6

Z wydzielonych ciężkich minerałów sporządzono trwałe preparaty w balsamie kanadyjskim, które z kolei zostały mikroskopowo splanimetrowane. Wyniki analizy planimetrycznej (z każdego preparatu wyliczono 200 ziarn) przedstawiają się następująco:

Lista min. ciężk.	Zawartość min. ciężkich w % ob.	
	Próbka N-6	Próbka N-7
minerały nieprzejrzyste (opaki)	47,0	52,5
apatyt	30,5	33,0
cyrkon	9,5	5,5
staurolit	2,5	1,5
rutyl	3,5	3,5
turmalin	3,5	1,5
cjanit	1,0	1,5
granat	1,5	0,5
biotyt	1,0	0,5
	100,0%	100,0%

WNIOSKI

Uzyskane dane analizy petrograficznej pozwalają na bezpośrednie oznaczenie badanych skał jako bentonitów. W skład ich wchodzą głównie minerały z grupy montmorilonitu; obecność tych minerałów została stwierdzona drogą analizy chemicznej, analiz termicznych oraz potwierdzona własnościami fizycznymi skały (własności odbarwiające oraz zdolność pęcznienia). Znalezienie nielicznych okruchów szkliwa wulkanicznego nabiera w przytaczanym konkretnym przypadku szczególnego znaczenia, pozwala bowiem na stwierdzenie tufogenicznego pochodzenia opisanych bentonitów.

Poszczególne próbki bentonitu zawierają domieszkę materiału detrytycznego w postaci ziarn kwarcu, rzadziej skaleni, węglanowych sko-

rupek otwornic, opalowych lub chalcedonowych fragmentów igieł gąbek i minerałów ciężkich. We wszystkich próbkach spotyka się poza tym ziarenka glaukonitu, przypuszczalnie autigenicznego. Część minerałów ciężkich, szczególnie idiomorficznie wykształcone ziarenka cyrkonu, magnetytu oraz apatytu, wydają się pochodzić z materiału piroklastycznego, osadzonego i zbentonityzowanego w kredowym basenie. Znikoma zawartość okruchów szkliwa nie pozwala na zebranie ich ilości wymaganej do przeprowadzenia analizy chemicznej. Z tej przyczyny wyciągnięcie wniosków dotyczących chemizmu magmy wyjściowej jest utrudnione.

Odnośnie do genezy materiału piroklastycznego osadzonego w kredowym morzu, to wydaje się najbardziej prawdopodobne powiązanie tego materiału z karpackimi ośrodkami wulkanizmu rejonu Bachowic (por. część geologiczna).

Zakład Petrografii
Akademii Górniczo-Hutniczej
oraz
Główne Laboratorium
Przemysłu Naftowego
Kraków, w czerwcu 1957 r.

LITERATURA CYTOWANA

BIRKENMAJER K. & WIESER T. 1956. Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego (Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen-belt mantle, Central Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.

BOLLI H. 1951. The genus Globotruncana in Trinidad. — J. Paleont., vol. 25, no. 2.

BROTZEN F. 1945. Die geologiska resultaten fran borrningarna vid Höllviken. — Årsbok, Sver. Geol. Unders, 38, no. 7. Stockholm.

FILIPESCU M.G. 1945. Le tuf volcanique du Sénonien du Flysch carpathique de la région de Corbure. — Bull. de la sect. scient. Acad. Roum., vol. XXVIII, no. 3. Bucureşti.

GANSS O. 1956. Geologie des Blattes Bergen. — Geologica Bavarica No. 26.

GAWEŁ A. & KSIĄŻKIEWICZ M. 1956. Porfiryty z Karpat Zachodnich (Die Porphiritgesteine aus den Westkarpaten). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XII. Kraków.

GRIM. R.E. 1953. Clay Mineralogy. New York.

HILTERMANN H. 1952. Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter besondere Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — Geol. Jb., Bd. 67. Hannover.

— 1956. Biostratigraphie der Oberkreide auf Grund von Mikrofossilien. — Paläont. Zschr., Bd. 30. Stuttgart.

JELETZKY J.A. 1951. Die Stratigraphie und Belemnitenfauna des Obercampan und Maastricht Westfalens, Nordwestdeutschlands und Dänemarks ... — Bhfte z. Geol. Jb., H. 1. Hannover.

KAMIEŃSKI M. 1935. Kilka uwag o bentonitach w Polsce (Quelques remarques sur les bentonites en Pologne). — Arch. Miner., t. XI. Warszawa.

KAMIEŃSKI M. & SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1955. O skale wzbogaconej w P_2O_5 w Karpatach (Notes on a rock enriched in P_2O_5 occurring in the Flysch Carpathians). — Ibidem, t. XIX. Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1949. O wieku pstrych margli we fliszu Karpat Zachodnich (On the age of variegated marls in the flysch of the Western Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. Kraków.

— 1951. Objaśnienia ark. Wadowice. Instytut Geol. Warszawa.

— 1954. Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV. Kraków.

— 1956. Geology of the Northern Carpathians. — Geol. Rundschau, Bd. 45. Stuttgart.

KSIĄŻKIEWICZ M. & WIESER T. 1954a. Upper Cretaceous Volcanism in the Carpathian Flysch Geosyncline. — Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. III, vol. II, no. 4. Warszawa.

— 1954b. Occurrence of tuffites in the Krosno beds of the Carpathian Flysch (Występowanie tufitów w warstwach krośnieńskich fliszu karpackiego). — Ibidem. Warszawa.

KUTHAN M. 1948. Undačny vulkanizmus Karpatskeho orogenu a vulkanologicke studia v sev. časti Prešovskych hor. — Práce Štatn. Geol. Úst. ČSR. Praha.

MOLAVKO G.J., BARANOVA N.M., DITKOVSKYJ W.J., SOROČAN E.A. 1955. O bentonitovych glinach iz miocenovych otłożenij Wołyno-Podolii (zb. I). Izd. Akad. Nauk USSR. Kijów.

NOWAK J. 1913. Untersuchungen über die Cephalopoden der Oberen Kreide in Polen. Teil III. — Bull. Acad. Sci. Lettr. Cracovie, Ser. B. Kraków.

NOWAK W. 1956. Seria podśląska na obszarze arkusza Bielsko-Biała (Sub-Silesian series in the region of the Bielsko-Biała sheet). — Przegląd Geol. z. 10. Warszawa.

POŻARYSKA K. 1954. O przewodnich otwornicach z kredy górnej Polski środkowej (The Upper Cretaceous index Foraminifers from Central Poland). — Acta Geol. Pol., vol. IV/2. Warszawa.

POŻARYSKI W. 1938. Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami (Senonsstratigraphie im Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Puławy in Mittelpolen). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 6. Warszawa.

— 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik — Central Poland). — Ibidem, 46. Warszawa.

— 1956. Kreda (Stratygrafia). — Reg. Geologia Polski, t. II. Kraków.

POŻARYSKI W. & WITWICKA E. 1956. Globotrunkany kredy górnej Polski środkowej (Globotruncana of the Upper Cretaceous in Central Poland). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 102. Warszawa.

ROSS C. & HENDRICKS S.B. 1945. Minerals of the Montmorillonite Group. Washington.

SIGAL J. 1952. Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — XIX Congr. Géol. Int., Algérie, no. 26, p. 1. Alger.

SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1956. O występowaniu tzw. andezytów w strefi Żegocińskiej Karpat Fliszowych. — Zesz. Nauk. AGH, nr 9. Kraków.

SOBOLEV W. S., KOSTIUK W. P., BOBRIJEVIČ A. P., GORBAČEVSKAJA O. N SPITKOVSKAJA C. M. & FIŠKIN M. J. 1955. Petrografia neogenovych wul kaničeskich i hypabisalnych porod sovietskich Karpat. Izd. Akad. Nau USSR. Kijów.

SUJKOWSKI Z. 1938. Serie szypockie na Huculszczyźnie (Les séries de Szipot dan les Karpates Polonaises Orientales). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.) t. III, z. 2. Warszawa.

TAKODY L. 1955. Der Bentonit von Komlo. — Acta Geol. Acad. Hung., vol. II f. 1/3. Budapest.

TOKARSKI J. 1947. On the origin of the so-called "Bentonite" from Podole an Wołyń (Geneza bentonitu podolsko-wołyńskiego). — Bull. Acad. Pol. Sc Lettr. S. A. Kraków.

— 1951. Principles of the thermal analysis of silts. — Ibidem. Kraków.

— 1954. Zagadnienie naturalnej klasyfikacji gleb. — Rocz. Gleboznawcze, t. II Warszawa.

WIESER T. 1952. Skały magmowe Bachowic (The igneous rocks of Bachowice — Western Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI Kraków.

WINCHEL A.N.1951. Elements of Optical Mineralogy. New York.

WOŁOŠINA A. M. 1954. Foraminifery verchnego meła vołyno-podolskoj plity i ic značenie dla stratigrafii. Izd. Lvov. Gos. Univ. Lvov.

С. АЛЕКСАНДРОВИЧ И В. ПАРАХОНЯК

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ТУФОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МЕХОВСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

(Резюме)

В окрестностях Влощовой, в пределах верхнемеловых мергелей, опок и гезов были найдены включения сильно измененных туфогенных пород. На основании определенной макро- и микрофауны возраст этих включений был определен как нижняя часть верхнего кампана.

Проведенные стратиграфические аналогии указывают, что эти включения соответствуют туфам и туфитам известным из нескольких местонахождений из пределов флишевых Карпат. Пирокластический материал туфогенных образований вероятно происходил из вулканических центров геосинклинали Внешних Карпат, например из Баховиц (Książkiewicz 1954, Wieser 1952).

В результате петрографических исследований найденные породы были определены как бентониты; в состав их входят главным образом минералы из группы монтмориллонита. Было констатировано тоже присутствие немногочисленных обломков вулканического стекла.

S. ALEXANDROWICZ & W. PARACHONIAK

UPPER CRETACEOUS TUFFOGENIC DEPOSITS IN THE MIECHÓW SYNCLINE

(Summary)

ABSTRACT: In the vicinity of Włoszczowa, about 45 km. W of Kielce, intercalations have been observed of strongly metamorphosed tuffogenic products within two sections of Upper Cretaceous deposits. On evidence of identified macro- and microfossils these intercalations have been referred to the lower part of the Upper Campanian. They are believed to be associated with Upper Cretaceous volcanism in the external zone of the Carpathian geosyncline. A description in greater detail of the petrography of these intercalations has shown montmorillonite to be the chief constituent here; the presence has also been ascertained of minute fragments of volcanic glass.

Geological part

(by Stefan Alexandrowicz)

The occurrence of Upper Cretaceous tuffogenic deposits has been noted in the vicinity of Włoszczowa, about 45 km. west of Kielce (fig. 1);

research work on these deposits has been undertaken on the initiative of Prof. Dr. J. Samsonowicz.

A section of platy and tabular cherty marls and marls (figs. 2, 3) is exposed in the railroad cut near Ludynia. Amongst them an intercalatio of white or light-grey, strongly bentonitised tuffite (bentonite) makes it appearance. Limonitic films, colouring the rock with a yellowish-brown hue, occur within the basal portion of the inclusion. The Upper Campanian age of the cherty marls and marls was ascertained on a fauna of *Inoceramus*[1] and Foraminifera (chart 1).

In the village of Nowiny, north of Włoszczowa, within the lower part of the profile (figs. 5, 6), white marly opoka deposits are noted, with a 30 cm. thick layer of light grey tuffogenic rock (bentonite) overlying them. In the upper part of the profile, sandy-glauconitic gaizes appear containing numerous sponge spicules, foraminifers (chart 2) and *Inoceramus* in a rather poor state of preservation. The age of these Nowiny rocks has likewise been determined as the lower part of the Upper Campanian.

Thus, both the Ludynia and Nowiny tuffogenic inclusions are contemporaneous, it is, however, probable that they constitute two independent beds.

In view of a similar stratigraphic position, the bentonitised tuffites in the vicinity of Włoszczowa may be associated with Upper Cretaceous volcanic activities within the Carpathian geosyncline. In this connection the following sites of tuffogenic deposits may be considered as noteworthy (fig. 8):

1. Tuffs and tuffites from Bachowice, rhyo-dacitic, dacitic and andesitic, embedded in Upper Cretaceous marls (Książkiewicz 1954, Książkiewicz & Wieser 1954 a, Wieser 1952).

2. Porphyritic tuff from Bugaj, intercalated within Upper Cretaceous variegated marls (Gaweł & Książkiewicz 1936, Książkiewicz 1951).

3. Tuffite from Pisarzowice near Bielsk (Nowak 1956), whose stratigraphic position has been determined on the occurrence of Upper Cretaceous microfauna and of fragments of *Inoceramus* (*In.* cf. *planus* Münster).

4. Andesites and andesitic tuffs occurring among Upper Cretaceous Flysch sediments of the Żegocina zone (Skoczylas-Ciszewska 1956).

5. Intercalations of metamorphosed tuffites from Istebna beds (Upper Cretaceous — Paleocene) from the vicinity of Liwocz (Kamieński & Skoczylas-Ciszewska 1955).

---

[1] The *Inoceramus* fauna has been identified by F. Mitura.

6. Biotite tuffites from the Upper Cretaceous mantle of the Pieniny Klippen Belt (Birkenmajer & Wieser 1956).

7. Upper Cretaceous tuffs and tuffites from the Rumanian Carpathians (Filipescu 1945).

As is indicated in the annexed correlation table (fig. 9), volcanic activities within the external zone of the Carpathian geosyncline may have continued throughout the Upper Cretaceous, their beginning however, probably took place during the Campanian. According to the opinion of M. Książkiewicz (1956) they may have even continued as late as the Lower Eocene.

In addition to submarine eruptions mentioned by M. Filipescu (1945) and T. Wieser (see Birkenmajer & Wieser 1952, 1956), subaerial eruptions have probably occurred too, responsible for the formation of tuffogenic intercalations in the vicinity of Włoszczowa. The centre of eruption in Bachowice as well as others — according to M. Filipescu that in the Apuseni Mts. of Transylvania — may have been the source of supply of pyroclastic material.

Tuffs and tuffites occurring as intercalations within Upper Cretaceous flysch deposits of the Carpathians display a relatively small degree of metamorphism (Bachowice, Bugaj). This perhaps suggests that marly deposits had, within a relatively short time, sedimented on the pyroclastic material here. The strong changes displayed by tuffogenic intercalations from the vicinity of Włoszczowa are probably due to slow sedimentation taking place in the Upper Cretaceous sea of the Miechów syncline. Pyroclastic material not overlaid by sediments during a fairly long period of time was subjected to the influence of sea water.

Institute of Geology
of the Jagellonian University
in Cracow
Kraków, June 1957

Petrographic part

(by Włodzimierz Parachoniak)

Petrographic analysis has been made by the writer of 6 samples of clay rock collected by S. Alexandrowicz from Cretaceous outcrops in the vicinity of Ludynia and Nowiny. The studied rocks occur as intercalations in marls. On paleontological evidence their age has been determined as the lower part of Upper Campanian.

The rock fragments sampled for analysis from Ludynia and Nowiny are marked L-7, L-8 and N-4, N-5, N-6 and N-7 respectively. Megasco-

pically they represent a closely allied, almost identical rock type, wi pellitic texture and random structure. When dried they displayed a ligl grey colouring. Their reaction with hydrochloric acid is extremely wea The samples are with a soapy feel, when dried they broke up into minu dice. Dried in room temperature and saturated with water their volum was increased about × 5. Under the microscope it was possible to detec within the fine-scaled argillaceous rock-mass, a detritic admixture small quartz grainlets, calcite shells of foraminifers, opal or chalcedon fragments of sponge spicules, and sporadically, grainlets of glauconi and of heavy minerals, mostly those of apatite. The clay minera (aggregates) refraction coefficients, obtained by the immersion metho come near to the 1.532 value. The thermic analysis of the particula samples was, carried out after J. Tokarski's method to determine th approximate content of montmorillonite, the organic substances, kac linite, carbonates and of the thermically non-reactive portion. The nu merical data have been specified in a chart (p. 21 in the Polish text).

Fig. 9 is a diagrammatic sketch of the results obtained by therm differentiation analysise. On evidence of these analyses two samples, No N-6 and N-7, with the highest montmorillonite content, have been picke out for chemical analyses. A computation of the chemical analysis result specified in a separate chart, after Hendrick's crystallo-chemical formul shows the predominance within the rock-mass of clay minerals from th montmorillonite group.

The presence has been ascertained, among others, of glass frag ments with a globose- pumice- or obsidian texture (fig. 10) within th 0.1-0.05 fraction, differentiated in all the samples by means of mechanica sieve analysis.

Heavy minerals differentiated within the 0.1 to 0.05 fractions b means of sieving samples Nos. N-6 and N-7, are specified in a separat chart (p. 27 in the Polish text). Here apatite is the predominant minera

On evidence of the here mentioned thermic, chemical and micro scopic analyses, the writer is able to refer the considered rocks to ben tonites. Genetically he associates them with the Carpathian volcani centres of the Bachowice area, as has been here suggested by S. Alexan drowicz in the chapter on geology.

Institute of Petrography
of the Academy of Mining and Metallurgy
and
Head Laboratory of the Petroleum Industry
in Cracow
Kraków, June 1957

JAN RUDNICKI

Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej

STRESZCZENIE: Opisane są erozyjne formy krasowe w jaskiniach Tatr Zachodnich w rejonie Doliny Kościeliskiej. Wyróżnione zostały formy z okresu cyrkulacji hydrodynamicznej i grawitacyjnej. Jaskinie układają się w trzy poziomy związane ze zmianami zwierciadła wód podziemnych, spowodowanymi ruchami w trzeciorzędzie lub czwartorzędowymi zmianami klimatycznymi.

WSTĘP

Praca niniejsza stanowi próbę przedstawienia genezy jaskiń systemu Lodowego Źródła na podstawie morfologii tych jaskiń i analizy form w nich występujących. Badania nad genezą i rozwojem jaskiń polskich nie były w zasadzie dotąd prowadzone, dlatego też przy opracowywaniu tego tematu natrafiłem na znaczne trudności. Dotkliwie daje się odczuć brak polskiej literatury z zakresu krasu jak również bardzo wąski zasób terminów, stosowanych zresztą nie zawsze ściśle. W pracy niniejszej oparłem się przede wszystkim na literaturze anglosaskiej, ta bowiem literatura posiada najwięcej prac dotyczących genezy krasu opartych nie tylko na opisie morfologii obszaru krasowego, lecz również na podstawie badania samych jaskiń. Sposób zbierania materiałów w terenie, ze względu na specyficzne warunki istniejące w jaskiniach, odbiega daleko od sposobu normalnych opracowań geologicznych. Większe jaskinie tatrzańskie, takie jak Miętusia i Zimna, dostępne są w całości jedynie w okresie zimowym. Trudności związane są z dużymi deniwelacjami jakie występują w jaskiniach, jak również z obecnością jeziorek i syfonów, które można pokonać tylko dużą grupą osób. Dlatego też badanie tych grot musiałem ograniczyć do wypraw organizowanych przez Warszawską Sekcję Taternictwa Jaskiniowego P. T. T. K.

Pracę nad zbieraniem materiału w jaskiniach tatrzańskich rozpocząłem w 1955 r. podczas pierwszej bytności w jaskiniach Zimnej i Miętusiej. Kontynuowanie badań w Jaskini Miętusiej umożliwiły mi wy-

prawy organizowane przez Warszawską Sekcję Taternictwa Jaskiniowego P. T. T. K. Nie licząc krótkich wypadów sekcja zorganizowała 4 duże wyprawy: w styczniu i marcu 1956 roku (wyprawy MW-1 i MW-2) oraz w styczniu i lutym 1957 (wyprawy MW-3 i MW-4). W wyniku tych wypraw odkryto ponad tysiąc metrów nowych korytarzy bardzo ciekawych pod względem geologicznym. W czasie wypraw do Jaskini Miętusiej przebywałem w niej w sumie ponad trzy tygodnie. Jaskinia Zimna jest mi znana jedynie z 5 dorywczo organizowanych jednodobowych wypraw. Inne jaskinie tego rejonu są łatwo dostępne.

Pragnę podziękować Panu Profesorowi E. Passendorferowi za zainteresowanie i opiekę podczas pisania niniejszej pracy. W czasie wykonywania tej pracy korzystałem również z cennych dla mnie uwag kand. nauk Z. Kotańskiego — za co składam mu podziękowanie. Chcę również podziękować kolegom z Warszawskiej Sekcji Taternictwa Jaskiniowego, bez ich bowiem udziału zbadanie całości Jaskini Miętusiej i Zimnej byłoby niemożliwe.

TERMINOLOGIA I PODSTAWOWE DANE O EWOLUCJI JASKIŃ

Sprawa terminologii z zakresu geologii jaskiń nie jest do chwili obecnej uporządkowana. Z dużej ilości stosowanych terminów ograniczę się tutaj do sprecyzowania jedynie najważniejszych.

Olbrzymia różnorodność form krasowych, rozmaicie przebiegające procesy w specjalnych (niekiedy niemożliwych do bezpośredniego zbadania) warunkach, nadzwyczaj utrudnia rozwiązanie problemów powstawania i ewolucji jaskiń. Pomimo iż upłynęło 50 lat od chwili zapoczątkowania badań nad genezą jaskiń przez Grunda i Katzera (fide Ryżikov 1954), do tej chwili problem ten nie jest jeszcze całkowicie rozwiązany. Nie będę tutaj omawiał rozwoju poglądów na genezę krasu i jego hydrografię. Ponieważ jednak specjalistyczna literatura geologiczno-speleologiczna jest w Polsce w zasadzie nieznana, ograniczę się do krótkiego podsumowania nowszych poglądów zawartych w pracach wielu autorów od W. M. Davisa aż do współczesnych prac J. H. Bretza, A. C. Swinnertona i A. Bögliego.

W dobrze rozwiniętym obszarze krasowym zbudowanym z jednolitego masywnego wapienia z wyraźnie zaznaczonymi płaszczyznami ciosowymi, możemy wyróżnić trzy strefy w odrębny sposób wpływające na rozwój jaskiń. Są to strefy: cyrkulacji hydrodynamicznej (*phreatic* — Bretz 1941), która leży poniżej zwierciadła wód podziemnych i cyrkulacji grawitacyjnej (*vadose* — Davis 1930), która leży powyżej zwierciadła wód podziemnych. Pomiędzy nimi istnieje strefa pośrednia, która leży w zasięgu wahań wód podziemnych. Im lepiej rozwinięty będzie system cyr-

kulacji, tym cieńsza będzie strefa przejściowa. Zwierciadło wód podziemnych rozdziela strefę nasycenia od strefy aeracji i przebiega przez punkt wypływu wody na powierzchnię; wewnątrz masywu podnosi się ku górze, jednakże im lepiej rozwinięty jest system cyrkulacji, tym bardziej zbliża się ono do poziomej płaszczyzny. Miejsce wypływu wód na powierzchni będzie zależało od szybkości wcinania się doliny. Jeśli postępuje ono szybciej niż rozwój podziemnego systemu cyrkulacji, wypływ leży na zboczu doliny, i odwrotnie — gdy system podziemnej cyrkulacji rozwija się szybciej niż pogłębianie doliny, punkt wypływu będzie zazwyczaj leżał w jej dnie.

Rozwój systemu podziemnego jest zależny od strefy, w której się on rozwija. Powstające powyżej poziomu wód korytarze doprowadzają wodę opadową do strefy nasycenia. W związku z tym charakteryzują się one dużą deniwelacją i stałym nachyleniem. Jednakże taki podział byłby wielkim uproszczeniem, gdyż partie, które obecnie leżą powyżej zwierciadła wód podziemnych, dawniej tworzyły się w strefie nasycenia, a dopiero w miarę ewolucji doliny znalazły się w strefie aeracji. Dlatego też wody grawitacyjne wykorzystują dawne próżnie powstałe po cyrkulacji w strefie nasycenia i przekształcają je, przystosowując do nowych warunków. System korytarzy leżący poniżej zwierciadła wód podziemnych, w strefie nasycenia, cechuje się chaotycznym przebiegiem korytarzy uzależnionym tylko od przebiegu stref łatwiej rozpuszczalnych i bardziej spękanych; korytarze mogą się tu łączyć i rozgałęziać, mają poza tym bardzo zmienne nachylenie, tworząc często syfony.

W początkowym okresie rozwoju woda przedostaje się drobnymi szczelinami do licznych miejsc wypływu wody na powierzchnię. Taki pierwotny szczelinowy system cyrkulacji posiada silnie zróżnicowany relief zwierciadła wód podziemnych. Szybkość cyrkulacji wody w tym okresie jest znikoma, a głównym procesem powodującym powiększanie szczelin jest rozpuszczanie w warunkach niemal całkowitej stagnacji. Powiększone przez rozpuszczanie szczeliny stworzą pierwotny system cyrkulacji wody. Przepływająca pod ciśnieniem woda wytwarza skomplikowane systemy drobnych kanałów o niewielkich dochodzących do 50 cm średnicach; są to rury krasowe (*tubes* — Bretz 1941). Wzdłuż nich zachodzi całkowita pierwotna cyrkulacja wody. Jak wykazały prace eksperymentalne C. Kaye'go (1957), suma rozpuszczonego węglanu wapnia jest wprost proporcjonalna do szybkości przepływu wody. A więc wzdłuż kierunków, gdzie zachodzi najsilniejszy przepływ, będzie następowała najsilniejsza erozja. Doprowadza to do dominacji pewnych określonych systemów rur krasowych. Systemy te rozwijają się znacznie szybciej, ulegają największemu poszerzaniu i przejmują stopniowo całą cyrkulację wód na siebie.

W ten sposób poniżej zwierciadła wód podziemnych wytworzy się skon centrowany strumień wody (*subwater table stream* — Bretz 1941), któr w wyniku dużego przepływu i silnej erozji, zarówno chemicznej jak i mechanicznej wytworzy dobrze określony główny korytarz (*master condui* — Rhoades 1941) (pl. XXVI). Jest rzeczą oczywistą, że silnie rozwinięt system odwodnienia będzie powodował obniżenie się poziomu wód gruntowych. Jest prawdopodobne, że gdy rozwój doliny zachodzi stosunkowo wolno, system podziemnego drenażu rozwinie się tak silnie, że zwierciadło wód podziemnych opadnie aż do poziomu głównego korytarza. Stadium to odpowiadać będzie faktom stwierdzonym przez A. C. Swinnertona (1931 w jaskiniach na Bermudach, gdzie największy przepływ wód występuje nie poniżej, lecz właśnie przy powierzchni wód podziemnych. W ten sposób przez silne rozwinięcie systemu podziemnego drenażu następuje obniżenie zwierciadła wód i przekształcenie przepływu w całej strefie nasycenia na przepływ przy powierzchni wód podziemnych.

W terenach jednak o szybko rozwijających się dolinach, do jakich niewątpliwie trzeba zaliczyć Tatry, nie należy się spodziewać wytworzenia się tak rozwiniętego systemu odwodnienia, gdyż zanim system tak ulegnie wytworzeniu, erozja doliny postąpi znacznie naprzód i cyrkulacja przeniesie się na niższy poziom.

OPIS FORM TYPOWYCH DLA POSZCZEGÓLNYCH OKRESÓW ROZWOJU JASKIŃ

Przy określaniu genezy jaskiń konieczne jest odtworzenie zmian warunków hydrologicznych i odtworzenie różnych sposobów cyrkulacji przez jakie te jaskinie przechodziły. Określenie sposobu cyrkulacji wody jest niejednokrotnie możliwe w oparciu o analizę specyficznych form morfologicznych, występujących w jaskiniach. Wśród form erozyjnych w jaskiniach wyróżnia się trzy grupy:

1. formy wskazujące kierunek przepływu wody,
2. formy świadczące o warunkach hydrostatycznych lub hydrodynamicznych poniżej zwierciadła wód podziemnych,
3. formy świadczące o swobodnym przepływie pod wpływem grawitacji.

Formy wskazujące kierunek przepływu wody

Do grupy tej będą należały dwa rodzaje form — zagłębienia wirowe i kotły wirowe. Są to formy pokrewne sobie i należące do tej samej grupy form utworzonych na skutek działania wirów.

Zagłębienia wirowe (flutes). — Kształtem swym przypominają one ripplemarki prądowe, powstają też w istocie tak jak ripplemarki przez działanie wirów (fig. 1 i pl. XXVI). Od ripplemarków różnią się one przede wszystkim tym, że są formami erozji, a nie depozycji. Występują bardzo licznie na ścianach jaskiń, modelując najczęściej całą powierzchnię ściany. Typowe formy mają asymetryczny profil poprzeczny, przy czym ścianka mniej stroma leży od strony działania prądu (analogicznie jak przy ripplemarkach).

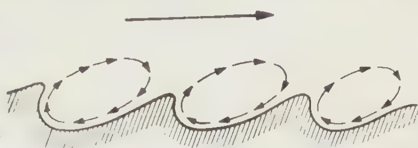


Fig. 1
Schemat powstawania zagłębień wirowych (wg Maxona)
Strzałka wskazuje kierunek prądu

Diagram of the formation of flutes (after Maxon)
Current direction indicated by arrow

Genezą zagłębień wirowych zajmowali się J. Maxon i J. Campbell (1935); według nich wiry powodujące powstanie tych form są związane z turbulentnym przepływem wody. Przechodzenie przepływu laminarnego w turbulentny będzie zależało przytem od trzech czynników — od liniowego wymiaru przeszkody d, szybkości przepływu wody v i współczynnika kinetycznej lepkości γ.

Związek pomiędzy tymi czynnikami wyraża tak zwana liczba Reynoldsa

$$R_e = \frac{vd}{\gamma}$$

Gdy liczba Reynoldsa jest mała, przepływ będzie laminarny. Po przekroczeniu pewnej granicznej wartości liczby Reynoldsa (różnej w różnych warunkach) przepływ laminarny przechodzi w turbulentny, co doprowadza do powstania wirów. Wiry te wzbudzane są wskutek różnej szybkości poszczególnych warstw wody. W pobliżu przeszkody powstają serie wirów o osiach równoległych do przeszkody i prostopadłych do kierunku prądu. Warunkiem koniecznym do wytworzenia się zagłębień wirowych jest stabilność wirów. Jest ona zależna również od liczby Reynoldsa. Jest bardzo prawdopodobne, że raz powstałe zagłębienia wirowe mają możność wzbudzania wirów. Gdy liczba Reynoldsa jest zbyt duża, wiry stają się niestabilne i przenoszą się w dół prądu. Długość fali zagłębień wirowych obserwowana przeze mnie w polskich jaskiniach waha się od 1-20 cm. Według J. Maxona zagłębienia wirowe mogą się tworzyć w potoku niosącym dużą ilość zawieszonego materiału. Przepływ wód musi być turbulentny, lecz nie za szybki, ze względu na konieczny warunek stabilności wirów.

Według Maxona erozja mechaniczna odgrywa główną rolę przy powstawaniu tych form. J. H. Bretz (1941) zwraca uwagę na rolę roz-

puszczania, opisując zagłębienia wirowe występujące obok wypreparowanych ze ściany czert.

Obecność zagłębień wirowych pozwala na określenie kierunku przepływu wody. O ile zagłębienia wirowe tworzą się na stropie jaskiń, wskazują na co najmniej okresowe całkowite zalewanie korytarzy wodą.

Kotły wirowe (potholes). — Nazwa ta obejmuje szereg form różnych genetycznie, a podobnych kształtem. Są to zagłębienia o bardzo różnych wymiarach — od kilkunastu centymetrów do kilku metrów średnicy i analogicznej głębokości (fig. 2 i pl. XXVII). Stosunek średnicy do głębokości jak również kształt w profilu waha się w różnych typach kotłów.

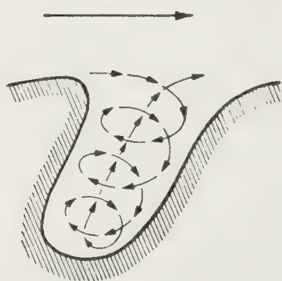


Fig. 2
Schemat powstawania kotłów wirowych (wg Alexandra)
Strzałka wskazuje kierunek prądu

Diagram showing formation of potholes (after Alexander)
Current direction indicated by arrow

Formy występujące na ścianach i stropach jaskiń należą według angielskiej terminologii do typu *"eddy holes"*, to jest form powstałych przez działanie wirów wzbudzanych przy przepływie wody przez korytarz. Dlatego też proponuję nadać im nazwę *kotły wirowe.*

Sposób powstawania tych form jest do tej pory niezupełnie jasny. Badania H. Alexandra (1932) wyjaśniły nieco sposób cyrkulacji wody w kotłach wirowych. W jaskiniach kotły wirowe mają średnicę od 10 cm do ponad 1 m. Głębokość kotłów wirowych waha się w granicach od 10 do 60 cm. Formy typowe posiadają od strony działania prądu ściankę przewieszoną, a ściankę przeciwną prawie pionową (fig. 2). Kotły wirowe, znajdujące się w stropie korytarza wskazują na całkowite zapełnienie go wodą prze cały czas powstawania tych form. Gdyby woda choć raz obniżyła swój poziom, zostałyby one wypełnione powietrzem, co uniemożliwiłoby ich dalsze tworzenie się.

Formy świadczące o warunkach hydrostatycznych lub hydrodynamicznych poniżej zwierciadła wód podziemnych (phreatic)

Gąbczastość jaskini (spongework). — Niekiedy korytarze jaskini wykazują obecność nieregularnych wżer, drobnych łączących się otworów, jamek i zagłębień. Korytarze przebiegają bardzo nieregularnie, rozszerzają się i zwężają, mogą się również rozdzielać i łączyć, tworząc często filary. Taki charakter jaskini przypomina gąbkę i stąd angielski termin *spongework.* Wszystkie te formy wskazują na silnie zaznaczone se-

lektywne rozpuszczanie, bez specjalnie wyrażonego przepływu prądu wody. Formy takie tworzą się poniżej zwierciadła wód przy słabej cyrkulacji.

Korytarze o owalnych, eliptycznych lub okrągłych przekrojach. — Korytarze takie wskazują na równomierną erozję wzdłuż wszystkich ścian. Formują się one poniżej zwierciadła wód podziemnych, w strefie o silnie zaznaczonej cyrkulacji wody. O ile mają one stałą szerokość i są dobrze określone na dużej przestrzeni, tworzyły prawdopodobnie korytarz główny, doprowadzający wodę do wywierzyska (pl. XXVI).

Rury krasowe (tubes). — Są to drobne korytarze w postaci rur (fig. 3 i pl. XXXI), rozszerzających się w miejscu złączenia z większym

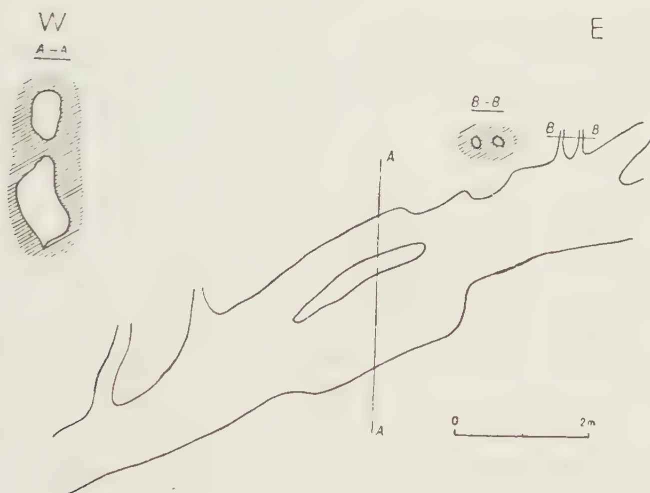


Fig. 3

Fragment Ciasnego Korytarzyka w Jaskini Miętusiej
Przykład rozwinięcia korytarza na systemie rur krasowych

Fragment of the Ciasny Korytarzyk within the Miętusia Cave
Example of corridor formation from a system of tubes

korytarzem. Typowy ich przekrój jest okrągły, średnica 5 do 50 cm, długość od kilkunastu cm do kilku metrów. Były one formowane poniżej poziomu wód i przeprowadzały niewielkie ilości wody do obszaru koncentracji. Są to fragmenty sieci najstarszej cyrkulacji wody; rola ich zanika w zasadzie w momencie rozwinięcia się głównego ciągu korytarzy, tworzących korytarz główny.

Wnęki. — Są to formy podobne do rur i powstające w ten sam sposób; leżą na szczelinach i dlatego mają wydłużony przekrój. Wymiary tych form są analogiczne jak przy rurach (fig. 4).

Syfony. — Są to odcinki korytarza o nieregularnym przebiegu, tworzącym lokalne obniżenia. Formująca je woda musiała cyrkulować pod

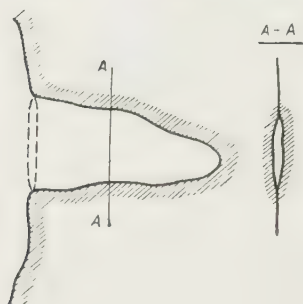


Fig. 4
Przekrój przez wnękę. Jaskinia Miętusia, korytarz Za Syfonem

Section of niche. Miętusia Cave, Za Syfonem Corridor

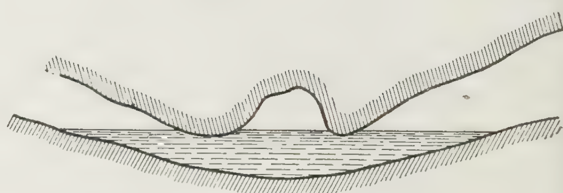


Fig. 5

Przekrój przez Górny Syfon w Jaskini Miętusiej
Section of Górny Syfon in the Miętusia Cave

ciśnieniem, wykorzystując łatwiej dostępne, różnie rozmieszczone pęknięcia i szczeliny (fig. 5).

Kotły wirowe. — O ile leżą w stropie korytarza, to wskazują na warunki hydrodynamiczne przy ich formowaniu. W innych miejscach mogą powstawać w warunkach swobodnego przepływu.

Formy świadczące o swobodnym przepływie pod wpływem grawitacji

Kominy lub sale powstałe przez recesję wodospadów. — Ściekająca pionową szczeliną woda, działając przez długi okres czasu, może wytworzyć komin lub nawet salę. Sala taka jest na ogół wąska, chyba że została zmieniona przez zawalenie. W stropie mogą występować zagłębienia wirowe świadczące o dawnym przepływie. U dołu na ogół występują nisze, powstałe przez zwiększoną erozję związaną z rozpryskiwaniem się wody u podstawy wodospadu. W opisywanych przeze mnie jaskiniach tatrzańskich form tych nie stwierdziłem.

Korytarze powstałe w wyniku erozji potoku. — Silnie zmodyfikowane przez wody grawitacyjne korytarze mają charakterystyczny prze-

krój, noszący ślady stopniowo postępującej erozji wgłębnej. W opisywanych jaskiniach jest to również forma nie spotykana.

Rynny erozyjne. — Jest to forma powszechnie występująca w jaskiniach, przede wszystkim w korytarzach o większym nachyleniu. Przekrój poprzeczny tych form jest V-kształtny, a szerokość ich wynosi 10-20 cm, podczas gdy głębokość — 5-20 cm. Rynny erozyjne powstają często w poziomym niemal korytarzu, w namulisku ilastym.

Nisze zakolowe. — Są to półkoliste lub łukowate wcięcia w dolnej części korytarza. Świadczą one o przepływie meandrującego po dnie potoku (pl. XXVIII).

Marmity (plunge pool holes). — Forma ta często występuje u podstaw kaskad i wodospadów w jaskiniach. Jest to zagłębienie dość dużej głębokości o regularnym przekroju, kolistym lub owalnym; średnica przekroju jest zależna od wielkości wodospadu (fig. 6). W literaturze anglosaskiej na określenie tych form używany jest termin *plunge pool holes* (Alexander 1932). Sądzę, że można do nich zastosować termin marmit, używany dla określenia podobnych form występujących na powierzchni.

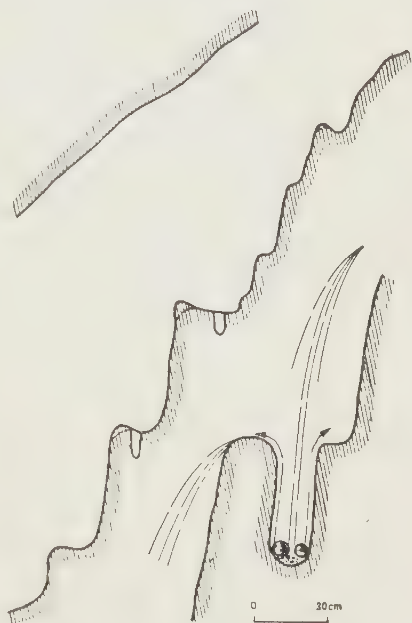


Fig. 6
Kaskady w Jaskini Miętusiej — jest to seria wodospadów u stóp których powstają marmity

Miętusia Cave cataracts — a series of waterfalls with plunge pool holes at their base

Żłobki (grooves). — Są to formy analogiczne jak powierzchniowe żłobki krasowe. Powstają na pochylonych ścianach przez przepływ lub skapywanie wody.

Żłobki pionowe (vertical grooves). — Żłobki pionowe występują na pionowych ścianach korytarzy. Tworzy je spływająca po ścianie woda. Są one znacznie delikatniejsze i bardziej regularne niż formy poprzednie.

KRAS TATRZAŃSKI

Zjawiska krasowe w Tatrach nie doczekały się jeszcze szczegółowego opracowania. Stan naszych wiadomości o krasie tatrzańskim jest nad-

zwyczaj ubogi. Również hydrografia Tatr jest słabo opracowana. Większość publikacji dotyczących jaskiń tatrzańskich poświęcona jest ich odkryciom i opisom. Prac tych nie będę tutaj omawiał, gdyż nie mają one charakteru geologicznego, a umieszczone w nich plany i opisy zostały zebrane przez K. Kowalskiego (1953).

J. Włodek (1924 i 1925) badał pH potoków i wywierzysk Tatr Zachodnich; stwierdził on ogólnie, że pH wód płynących przez wapienie (7,3) jest wyższe niż pH wód płynących przez gnejsy i granity (6,8). Zmierzone przez niego pH Wypływu spod Pisanej i Lodowego Źródła wykazuje niewielką zasadowość (ok. 7,5). Zauważyć jednak trzeba, że pomiary wykonywane były mało dokładną metodą, a ilość pomiarów była niewielka. Dlatego też wyciąganie wniosków z tych danych jest niecelowe.

Jedyną pracą poświęconą wyłącznie krasowi była praca A. Wrzoska (1933). Autor opisuje w niej skały w zależności od ich podatności na skrasowienie i opisuje szereg jaskiń. Stwierdza on, że kras tatrzański ciągnie się pasami prostopadłymi do głównych linii odwodnienia. Brak typowych form powierzchniowych, jak np. lejki, tłumaczy on stromym nachyleniem zboczy. Wrzosek uważa, że charakter jaskiń tatrzańskich jest bardzo różnorodny — np. groty Lodowa, Mylna i Zimna są rozwinięte na płaszczyznach warstw, Niżna pod Zamkiem, Za Smrekiem i Obłazkowa — na płaszczyznach ciosowych. W jaskiniach Groby i Poszukiwaczy Skarbów dominuje różny stopień rozpuszczalności. W konkluzji A. Wrzosek przyjmuje poglądy Grunda (fide Ryżikov 1954) i stwierdza istnienie poziomu wód podziemnych. Jednocześnie uważa on, że ze względu na olbrzymią ilość systemów szczelin klasyfikowanie stref lub pięter jest niemożliwe.

K. Kowalski (1953) podaje plany i opisy wszystkich znanych jaskiń tatrzańskich. We wstępnej części pracy opisuje on pokrótce charakter i hydrografię krasu tatrzańskiego. Na str. 3 pisze:

„Źródło Lodowe w Dolinie Kościeliskiej odwadnia ramię Czerwonych Wierchów między dolinami Kościeliską i Miętusią a może nawet i część Miętusiej".

Wypływ spod Pisanej jest według niego nie tylko przepływem Potoku Kościeliskiego, lecz także podziemnym odwodnieniem Wąwozu Kraków. Wyróżnia on dwa rodzaje jaskiń — przepływowe i utworzone przez wody gruntowe. Przyjmuje on istnienie zwierciadła wód podziemnych i uważa, że większość jaskiń tworzyła się poniżej niego. Z chwilą, gdy poziom wód obniżył się, jaskinie wypełnione zostały namuliskiem i zostają zmodyfikowane przez strugi wód wędrujących. Przebieg strug wędrujących nie ma związku z dawnymi kierunkami, „często przecinają one w poprzek dawne korytarze jaskiniowe" (str. 4).

Odnośnie do Jaskini Miętusiej Kowalski pisze (str. 4):

„Wydaje się, że niektóre jaskinie zwłaszcza o dużych deniwelacjach, takie jak np. Jaskinia Miętusia zawdzięczają swe powstanie przede wszystkim wodom wędrującym (tj. wodom grawitacyjnym — dopisek mój), a wody gruntowe czynne były może tylko przy wytworzeniu niektórych poziomów".

Według K. Kowalskiego dolne części Jaskini Miętusiej leżą w zasięgu wód gruntowych.

S. Zwoliński (1953) zwraca uwagę na często występujące w jaskiniach ułamki utworów naciekowych (Mroźna, Zimna). Również stalagmity są często obalone lub przechylone. W Magurze stwierdził on istnienie przesunięcia wzdłuż szczeliny, na której rozwinięty jest korytarz, co spowodowało miejscowe oderwanie nacieków. Wszystkie te fakty Zwoliński wiąże z młodymi ruchami jakim muszą podlegać Tatry. Wiek ich ocenia na kilka do kilkunastu tysięcy lat. Jednocześnie stwierdza on, że w jaskiniach występujących w płaszczowinach reglowych ruchów tych brak. Wyciąga stąd wniosek, że serie wierchowe ulegają jeszcze przemieszczaniu jako silniej związane z podłożem.

E. Passendorfer (1954), na podstawie doniesień S. Zwolińskiego o znalezieniu żwirów krystalicznych w grotach, zwraca uwagę na wartość, jaką przedstawiają żwiry znajdujące się w wyżej położonych jaskiniach przepływowych dla określenia udziału skał w budowie powierzchni oraz na ich znaczenie w ustalaniu stratygrafii poszczególnych poziomów jaskiń.

S. Zwoliński (1955) zwraca uwagę również na hydrografię krasu tatrzańskiego. Wyróżnia on osiem odrębnych regionów krasowych. Obszar Czerwonych Wierchów od Doliny Kościeliskiej do Małołączniaka odwadniany jest według niego przez Lodowe Źródło. Jaskinie Zimną i Miętusią uważa za stare piętra tego samego systemu. Zimna jest niejako przedłużeniem Miętusiej rozwiniętym na pęknięciach międzywarstwowych. Mroźną uważa za przedłużenie Zimnej ku Lodowemu Źródłu. Wypływ pod Pisaną jest według niego wyłącznie przepływem Potoku Kościeliskiego, a wyżej leżące jaskinie — Ziobrowa, Wyżnia pod Zamkiem, Groby, Poszukiwaczy Skarbów i Dzwonnice — uważa za dawne jaskinie przepływowe.

OPIS TERENU I POWIERZCHNIOWYCH FORM KRASOWYCH

Zjawiska krasowe w Tatrach rozwijają się najintensywniej w wapiennych utworach triasu środkowego oraz malmu i neokomu serii wierchowych. W omawianym rejonie Doliny Kościeliskiej i Miętusiej utwory wapienne tworzą dwa pasy należące do serii Czerwonych Wierchów i Kominów Tylkowych. Pasy te rozcięte są w poprzek przez Dolinę Kościeliską. Ważnym faktem dla rozwoju jaskiń w tym rejonie jest istnienie miękkich marglistych utworów albu otulających niejako serie wapienne. Dzięki temu interesujący nas obszar krasowy jest hydrologicznie odizolo-

wany zarówno od leżących na północ utworów płaszczowiny reglowej, jak i leżących na południe serii wapiennych jednostki Kominów Tylkowych. W morfologii północna granica omawianego rejonu zaznacza się stromą ścianą Bramy Kraszewskiego, wyraźnie odcinającą się od łagodnych form jakie tworzy leżący bardziej na północ pas utworów triasu reglowego. Po stronie południowej granica przebiega silnie wciętym żlebem biegnącym od Hali Pisanej ku Przełączce nad Halą Pisaną, a następnie przez oba Kotły Kamienne. Granicę zachodnią omawianego regionu tworzy głęboko wcięta Dolina Kościeliska stanowiąca lokalną „bazę erozyjną" dla zachodzących w tym rejonie zjawisk krasowych. Termin „baza erozyjna" może być traktowany tylko w cudzysłowie, gdyż — jak się okaże później — erozja krasowa może sięgać poniżej tego poziomu, chociaż poziom najgłębiej wciętej doliny kontroluje położenie zwierciadła wód. Granica wschodnia nie może być wyznaczona dokładnie, znalezienie bowiem podziemnego działu wód może być dokonane tylko metodą barwienia lub solenia wód krasowych. Granica ta prawdopodobnie przebiega nieco na wschód od Doliny Miętusiej. Tak zarysowany obszar utworzony jest z serii dolomitycznych i wapiennych należących do fałdu Czerwonych Wierchów; górną część omawianego terenu przykrywa płaszczowina reglowa. Utwory fałdu Czerwonych Wierchów zapadają ku północy. Idąc od południa, są to wapienie i dolomity środkowego triasu, wapienie doggeru, malmu, neokomu i urgonu. Jak już wspomniałem, obszar ten przykryty jest utworami płaszczowiny reglowej, a właściwa seria wierchowa wychodzi tylko na zboczach Doliny Kościeliskiej i Miętusiej oraz w dwóch głęboko wciętych żlebach — Pod Wysranki i Małej Świstówce. Omawiany teren, leżący pomiędzy Doliną Kościeliską a Miętusią, jest przedłużeniem grzbietu Twardego Upłazu (fig. 7). Dzieli się on na dwa ramiona, których zwornikowym punktem jest Gładkie Upłaziańskie (1794 m). Ramię północne stanowi Upłaz Miętusi, osiągający maksymalną wysokość 1630 m. Drugie odgałęzienie, tworzące masyw Organów biegnie ku pn.-zachodowi dochodząc do Doliny Kościeliskiej, gdzie opada stromymi ścianami tworząc m. in. Bramę Kraszewskiego.

W hydrografii omawianego terenu dominują dwa potoki — Potok Kościeliski i Miętusi. Do Potoku Kościeliskiego wpływają wody z dwóch wywierzysk odwadniających omawiany teren. Największym z nich jest Lodowe Źródło bijące na kontakcie pomiędzy wapieniami i marglami kredowymi nieco na północ od Bramy Kraszewskiego. Drugim wywierzyskiem jest nieznaczne źródło wypływające tuż ponad dnem Potoku Kościeliskiego z niewielkiej szczeliny. Leży ono po wschodniej stronie potoku, 50 m na południe od ujścia Żlebu Pod Wysranki. Potok Miętusi nie jest dla nas interesujący, gdyż płynie on całkowicie po utworach niekrasowych

sowych. Oprócz tego na omawianym terenie istnieje kilka stałych źródełek i wycieków wodnych występujących na kontakcie pomiędzy płaszczowiną reglową a wierchową. Strumyki te po wpłynięciu w serie wapienne szybko giną w szczelinach.



Fig. 7

Mapka rozmieszczenia jaskiń systemu Lodowego Źródła

1 Jaskinia Miętusia, *2* J. Piwnica Miętusia, *3* J. Miętusia Wyżnia, *4* J. Mroźna, *5* J. Zimna, *6* J. Okna Zbójnickie. Krzyżyki — obecnie czynne wywierzyska

Sketch map of the distribution of caves in the Lodowe Źródło cavern system

Now active springs are marked with crosses

Powierzchniowe formy krasowe są bardzo ubogie. Należą tu do nich izolowane drobne skałki pozostałe po zawaleniu się fragmentów jaskiń (skałki takie najlepiej widoczne są w Organach) oraz różne formy pożłobienia powierzchni wapienia przez wody opadowe. Najbardziej typowe żłobki krasowe występują w Wielkiej Świstówce. Mimo słabego rozwoju

powierzchniowych form krasowych podziemne zjawiska krasowe należą t do najintensywniejszych w Polsce. Występuje tu szereg jaskiń, z teg dwie największe w Polsce — od strony Doliny Kościeliskiej Jaskinia Zim na (3900 m długości), a od strony Doliny Miętusiej Jaskinia Miętusi (2150 m długości). Oprócz tych jaskiń znajduje się tu kilka grot średnie wielkości, jak Mroźna i Miętusia Wyżnia oraz szereg schronów i wnęk Oczywistym faktem jest, że jaskinie leżące niekiedy na znacznej wyso kości nad dnem doliny i całkowicie nieraz suche musiały się tworzyć w zu pełnie innych warunkach hydrologicznych, których odtworzenie jest klu czem do wyjaśnienia genezy jaskiń.

EWOLUCJA JASKIŃ A ROZWÓJ DOLINY KOŚCIELISKIEJ

Ważnym problemem jest kwestia zależności pomiędzy rozwojen jaskiń a rozwojem Doliny Kościeliskiej. Gdy przyjrzymy się bliżej roz mieszczeniu jaskiń stwierdzimy, że ułożenie ich nie jest zupełnie chao tyczne. Czynnikiem pozwalającym na uszeregowanie jaskiń będzie ic wysokość względna nad Potokiem Kościeliskim, gdyż zarówno wśród jaskiń rozwiniętych w wapieniach serii Kominów Tylkowych, jak i Czer wonych Wierchów można wyróżnić te same grupy, charakteryzujące si jednakową wysokością ponad dnem Doliny Kościeliskiej. Gdy zbadam charakter tych jaskiń okaże się, że są to jaskinie bądź utworzone prze wody podziemne, bądź są one dawnymi podziemnymi przepływami Poto ku Kościeliskiego. Jaskinie przepływowe rozpoznać można łatwo po ic rozwinięciu równoległym do doliny, częstą obecnością dwóch lub więce otworów, małymi deniwelacjami oraz po występujących w nich żwirac skał allochtonicznych. Jaskinie uszeregowane według wysokości nad dnen Doliny Kościeliskiej przedstawione są w zestawieniu (str. 259).

Z zestawienia tego wynika, że zarówno w jednej jak i w drugie serii skał podlegających procesom krasowym, jaskinie występują w trzec dokładnie określonych poziomach:

I — poziom jaskiń powstających współcześnie

II — poziom jaskiń starszych (120-130 m nad dnem doliny)

III — poziom jaskiń najstarszych (210-230 m nad dnem doliny).

Powstałe w ten sposób trzy poziomy jaskiń zgodnie z poglądam H. Gardnera (1935) wskazują na trzy okresy zahamowania w rozwoj doliny. Rozdzielają je dwa okresy szybkiej erozji, powodującej za każdym razem stumetrowe wcięcie się doliny.

Nazwa jaskini	Wysokość nad dnem Doliny Kościeliskiej (wg K. Kowalskiego)	Charakter jaskiń	Poziom
Jednostka Czerwonych Wierchów			
Lodowe Źródło	0	wywierzyskowa	I
Zimna	125 m	wywierzyskowa	II
Mroźna	120 m	przepływowa + wody podziemne	II
Okno Zbójnickie Niżne	230 m	przepływowa	III
Jednostka Kominów Tylkowych			
Pisana	0	wywierzysko i przepływ	I
Obłazkowa	130 m	przepływowa	II
Mylna	130 m	przepływowa	II
Jaskinia Poszukiwaczy Skarbów	130 m	?	II
Groby	210 m	przepływowa + wody podziemne	III
Przeziorowa	210 m	przepływowa	III
Za Smrekiem	220 m	przepływowa	III

JASKINIE PÓŁNOCNEGO OBSZARU DOLINY KOŚCIELISKIEJ

Jaskinia Zimna

Jaskinia ta leży w Organach na wysokości 1125 m, tuż obok Jaskini Mroźnej. Jest ona najdłuższą grotą w Polsce, dochodząc do 4 km długości. Rozwinięta jest na płaszczyznach warstwowych i ciosowych; korytarze jej posiadają najczęściej charakter szczelinowy. W jaskini dają się wyróżnić dwa dobrze zarysowane poziomy, z których dolny przedstawia jeden zygzakowaty korytarz, a górny tworzy kilka korytarzy leżących na wysokości od 70 do ok. 110 m od dolnego poziomu (fig. 8). Poziom dolny tworzy kilka syfonów w pobliżu otworów. Obecnie są one suche i czasowo tylko bywają zalewane, tworząc wówczas niewielkie jeziorka. Widoczne w tej części jaskini zagłębienia wirowe wskazują na przepływ wody ku otworowi. Całość korytarzy dolnego poziomu lekko się obniża do najniższego punktu jaskini, spełniającego rolę ponoru. Ten odcinek groty jest silnie zamulony i często bywa całkowicie zalewany. Występuje tu w stropie kilka dobrze rozwiniętych kotłów wirowych. Dalej korytarz podnosi się nieco i w końcowej jego części znajduje się kilka jeziorek i syfon. Za syfonem i przed jeziorkami dwa systemy kominów doprowadzają do górnego ciągu korytarzy, głęboko wcinającego się w głąb Orga-

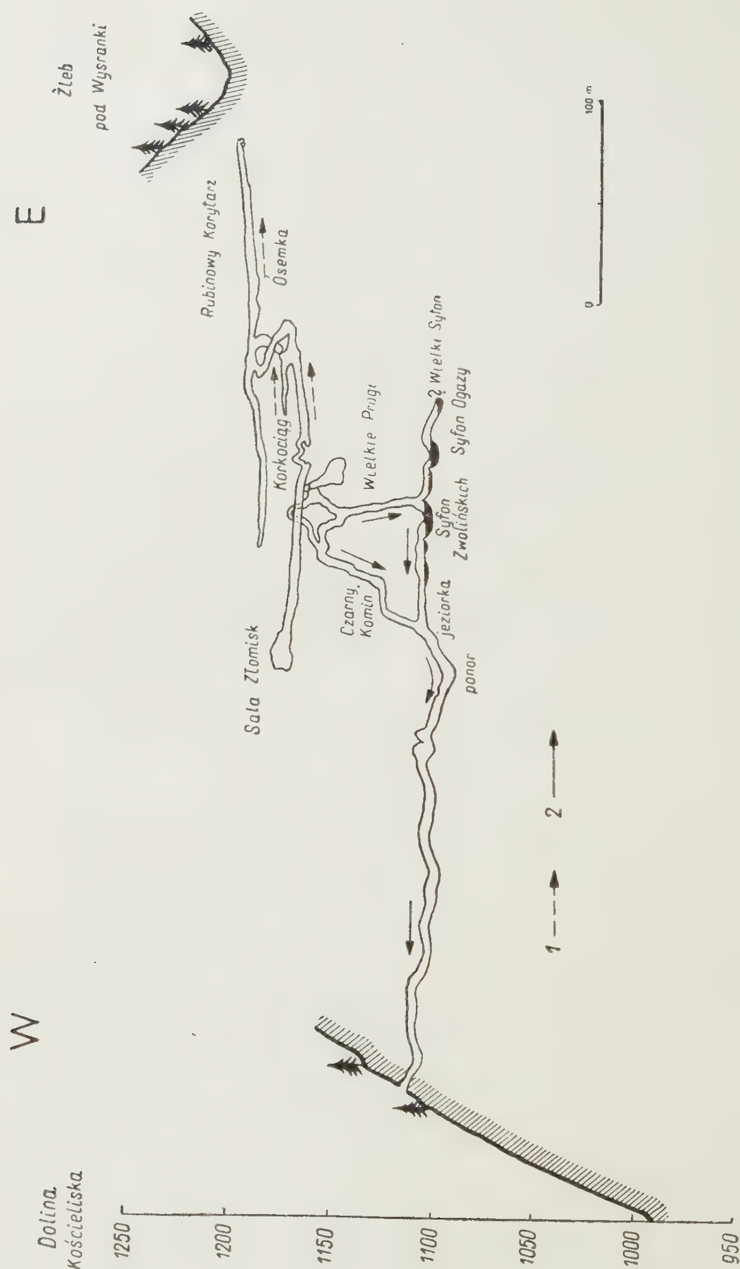


Fig. 8

Jaskinia Zimna. Przekrój pionowy

1 kierunki przepływu wody w górnym poziomie, *2* kierunki przepływu wody w dolnym poziomie

Zimna Cave, vertical section

nów (500 do 600 m). Cały charakter jaskini wskazuje na jej wywierzyskowe pochodzenie. Potwierdza to fakt, że od otworu jaskini ku Dolinie Kościeliskiej spada stromy żleb, wyraźnie zaczynający się przy otworze groty. Podczas powodzi w 1934 r. z Jaskini Zimnej wypływały strumienie wody. Górne piętro jaskini odpowiada najwyższemu poziomowi jaskiń Doliny Kościeliskiej. Mimo dużego zniekształcenia pierwotnych korytarzy w górnej części jaskini przez zawalenie lub pokrycie naciekami, można odczytać na podstawie zagłębień wirowych zupełnie inny kierunek przepływu wód niż w dolnej części jaskini. Kierunek przepływu wód górnego poziomu Jaskini Zimnej wskazuje na przepływ wody ku środkowi groty. Jeśli porównamy plan jaskini z morfologią terenu okaże się, że najdalsze części groty leżą niedaleko powierzchni w górnej partii Żlebu Pod Wysranki. Niewątpliwie musiał tam niegdyś znajdować się drugi otwór groty, który został zasypany. Okrągły przekrój korytarzy i szereg zagłębień wirowych wskazują na silny przepływ wód pod ciśnieniem, które wytworzyły górne piętro Jaskini Zimnej.

Geneza Jaskini Zimnej nie jest zupełnie jasna. Pierwotnie, prawdopodobnie w okresie gdy dno doliny leżało na wysokości obecnego trzeciego poziomu jaskiń, Jaskinia Zimna tworzyła wywierzysko wypływające w Żlebie Pod Wysranki. Później, podczas drugiego okresu rozwoju jaskiń woda znalazła prostszą drogę ku Dolinie Kościeliskiej, wytwarzając nowy system wodny wypływający jako wywierzysko w obecnym otworze groty.

Jaskinia Mroźna

Jest to jaskinia dwuwylotowa. Jeden jej otwór leży koło Jaskini Zimnej, a drugi — po przeciwnej stronie żebra, w Żlebie Pod Wysranki. Według K. Kowalskiego (1953) jest to jaskinia przepływowa ze śladami działania wód podziemnych. Według S. Zwolińskiego (1953) stanowi ona przedłużenie Jaskini Zimnej, a oddzielona została od niej przez erozję. Formy występujące w jaskini potwierdzają przypuszczenia K. Kowalskiego. Jej poziome rozwinięcie, obecność dwu otworów i otoczaków granitowych na dnie wskazują wyraźnie na charakter przepływowy. Z drugiej jednak strony w jaskini rozwinięte są liczne formy świadczące o jej formowaniu przez wody podziemne. Są to dochodzące z boków rury i wnęki oraz ślady dawniejszych niemal pionowych dużych rur, leżących na szczelinach i przekształconych w obecny korytarz jaskini.

Rozwój jaskini został prawdopodobnie zapoczątkowany przez wody podziemne wytwarzające sieć pierwotnej cyrkulacji, oczywiście poniżej zwierciadła wód podziemnych. Następnie Potok Kościeliski wykorzystał

istniejące próżnie i przekształcił dawny system cyrkulacji, powiększaj go i modyfikując.

Okno Zbójnickie Niżne — jest niewielką typową jaskinią przepływową.

JASKINIE DOLINY MIĘTUSIEJ

Jaskinie Doliny Miętusiej, należące do opisywanego regionu, odwa niane są obecnie przez system Lodowego Źródła. Jednakże szereg faktó wskazuje na to, że dawniej stanowiły one odrębny system wywierzyskow odprowadzający wody ku Dolinie Miętusiej.

Jaskinia Miętusia

Największą jaskinią tej części rejonu jest Jaskinia Miętusia. Twor ona dwa ciągi zupełnie odmienne genetycznie — system ciągów pion wych i poziomych tworzący skomplikowany ponad 2000-metrowy syste korytarzy (fig. 9). Ciągi poziome przedstawiają dobrze zdefiniowany k rytarz główny *(master conduit)* o stałej szerokości, stopniowo się zwię szającej w miarę zbliżania się ku otworowi tj. ku wywierzysku (pl. XXVI Występujące tu miejscami zagłębienia wirowe (pl. XXVI) i kotły wirow (pl. XXVII) wskazują również na kierunek wody ku Dolinie Miętusie Deniwelacje tej części groty nie są wielkie i sięgają najwyżej 20-30 m Środkowy, najniższy odcinek korytarza głównego nie jest dostępny, gdy uległ zamuleniu. Do najdalszych części jaskini dochodzi się poprzez młod sze pionowe ciągi, które tworzą zupełnie odrębną genetycznie część jask ni (pl. XXX). Są to serie kominów i korytarzy o wyraźnej tendencji d obniżania się, choć wytworzone zostały również przez wody będące po ciśnieniem, na co wskazuje szereg form na ścianach i stropach korytarzy Deniwelacje tych części jaskini są duże i osiągają około 200 m.

Oprócz Jaskini Miętusiej zasługują na uwagę jeszcze dwie jaskinie — Miętusia Wyżnia i Piwnica Miętusia.

Grota Miętusia Wyżnia

Jest ona częścią wywierzyskowego systemu Jaskini Miętusiej. Jes to w zasadzie jeden korytarz o na ogół stałym, choć niewielkim przekroj i bardzo zmiennym nachyleniu. Występujące w tej jaskini formy wska zują na przepływ wody w głąb groty w okresie, gdy niewątpliwie musiał istnieć połączenie z Jaskinią Miętusią. Morfologicznie jaskinia ta leż o kilkadziesiąt metrów ponad poziomymi ciągami Jaskini Miętusiej. Te



Fig. 9

Jaskinia Miętusia. Przekrój pionowy

1 nieznany zamulony odcinek korytarza, 2 kierunek przepływu wody przed kaptażem, 3 kierunek przepływu wody po kaptażu

Miętusia Cave, vertical section

1 unexplored fragment of corridor filled by mud, 2 pre-piracy water route, 3 post-piracy water route

„boczny" 600-metrowy korytarz wskazuje, że Jaskinia Miętusia miała dobrze rozwinięty system cyrkulacji. Niestety, procesy zawalania i zamulania rozczłonkowały go na małe stosunkowo odcinki.

Piwnica Miętusia

Leży ona ok. 100 m ponad Jaskinią Miętusią. Być może była starszym odpowiednikiem wywierzyska Miętusiej. Jedynym faktem wskazującym na to, obok różnicy wysokości, jest wyraźny żlebik erozyjny wychodzący z otworu jaskini. Niestety wszystkie formy na pierwotnych powierzchniach ścian uległy zniszczeniu wskutek procesów wietrzenia i zawalania.

GENEZA JASKIŃ SYSTEMU LODOWEGO ŹRÓDŁA

Jak już wspomniałem, omawiany obszar obejmuje północną część jaskiń Doliny Kościeliskiej oraz jaskinie Doliny Miętusiej. Cały ten obszar odwadniany jest obecnie przez wywierzysko Lodowego Źródła. Wiele faktów wskazuje jednak na to, że dawniej sytuacja wyglądała odmiennie.

Początki rozwoju jaskiń tego rejonu należy odnieść do czasu, kiedy dno Doliny Kościeliskiej znajdowało się ponad 200 metrów powyżej obecnego jej poziomu. Przepływający potok Doliny Kościeliskiej tworzył szereg podziemnych przepływów, których śladami są najwyżej położone jaskinie — Okno Zbójnickie, Za Smrekiem, Przeziorowa i Groby. Oprócz jaskiń przepływowych niewątpliwie istniały systemy jaskiń utworzone przez wody podziemne. Takim wywierzyskowym systemem jest zapewne górny poziom Jaskini Zimnej, a w Dolinie Miętusiej — Piwnica Miętusia. Niestety jaskinie tego poziomu są silnie zniszczone i odtworzenie ich dawnego stanu może być tylko fragmentaryczne. Postępująca erozja Potoku Kościeliskiego powoduje stałe pogłębianie się doliny. Jednocześnie wewnątrz masywu, wzdłuż systemu szczelin rozwijających się na płaszczyznach ciosowych i warstwowych następowało rozszerzanie ich przede wszystkim przez korozję. Z chwilą gdy proces wcinania się Doliny Kościeliskiej (prawdopodobnie wskutek czynników klimatycznych) został zahamowany, woda podziemna miała możność działania przez długi okres czasu, powodując powstanie wywierzysk na niższym poziomie. Zaznaczyły się tu dwa regiony wywierzyskowe — w Dolinie Miętusiej wywierzysko Jaskini Miętusiej, a w Dolinie Kościeliskiej wywierzysko Jaskini Zimnej. Zahamowanie w rozwoju Doliny Kościeliskiej musiało trwać stosunkowo długi okres czasu, gdyż powstałe wówczas jaskinie posiadają najlepiej rozwinięte systemy. Każdy taki system wywierzyskowy ma dwie odrębne

części. Daje się to szczególnie dobrze prześledzić na przykładzie Jaskini Miętusiej. Najgłębiej leżące partie groty, w których koncentrowała się woda, nie wykazują cech formowania przez szybko płynącą wodę. Formy morfologiczne w tej części groty świadczą raczej o rozpuszczaniu niż o erozji mechanicznej. Bliżej wywierzyska korytarze przybierają charakter przewodów przeprowadzających dużą ilość wody. Sam wygląd takich tunelowych korytarzy sugeruje rolę, jaką spełniały w cyrkulacji wód podziemnych (pl. XXVI i XXIX). Taki korytarz główny w miarę zbliżania się ku wywierzysku zwiększa stopniowo swój przekrój. Nachylenie korytarza głównego bywa często zmienne, występują w nim liczne syfony. W Jaskini Miętusiej główny otwór doprowadzał do wywierzyska leżącego w dnie doliny. Niestety, otwór ten został zasypany przez obryw Wantul, a jedyne wejście do tej groty jest przez ciasny boczny korytarz, stanowiący właśnie jeden z bocznych systemów, który zasilał wywierzysko Miętusiej. W tych częściach Jaskini Miętusiej, które doprowadzały wodę do wywierzyska, występują liczne kotły i zagłębienia wirowe, a w stropie i w ścianach często można zobaczyć rury i wnęki, niekiedy przekształcone na boczne korytarze, tak jak to jest z Ciasnym Korytarzykiem. Podobny system wywierzyskowy tworzyła również i Jaskinia Zimna. W związku ze znalezieniem nowych możliwości ekspansji na niższym poziomie, dawne wywierzysko Zimnej w Wysrankach zaczęło stopniowo obumierać, aż wreszcie cała cyrkulacja wody została przejęta przez nowo utworzony system wywierzyskowy. Proces przejścia wody na niższy poziom nastąpił oczywiście w najłatwiejszych do penetracji miejscach, leżących na dobrze zaznaczonych płaszczyznach warstwowych; są to w Jaskini Zimnej Czarne Progi i Wielkie Progi. W tym czasie warunki hydrologiczne przedstawiały się następująco. Najsilniej wcięta Dolina Kościeliska leżała na wysokości ok. 1120 m. W tym też czasie powstała Grota Mroźna, będąca przepływem tego potoku. Leżące w sąsiedztwie wywierzysko Zimnej odwadniało część Organów i Upłazu Miętusiego. Drugą część tego regionu odwadniało wywierzysko Miętusiej, leżące na wysokości około 1330 m. Ta dysproporcja pomiędzy poziomami wód dwóch dolin doprowadziła do podziemnego kaptażu. Umożliwiły go silnie rozwinięte systemy szczelin ciosowych o przebiegu N-S, wzdłuż których rozwinęły się najgłębsze kominy w Jaskini Miętusiej. Woda przenikając wzdłuż tych szczelin znalazła nowe, znacznie prostsze możliwości penetracji wprost do Doliny Kościeliskiej. Od tej chwili część wód wywierzyska Miętusiej została skierowana w dół. Odbywało się to dwiema głównymi drogami — poprzez Salę Błotnych Lejków, Salę Długą, Salę Deszczów do Błotnych Zamków, gdzie łączyła się z drugą drogą, biegnącą dwiema równoległymi szczelinami wzdłuż Sali bez Stropu, Kaskad i Południowego Korytarza.

Drogi te łączyły się razem w Błotnych Zamkach i dalej biegły w dół szczelinami, które tworzą obecnie Główne Kominy 100-metrowej głębokości. Oczywiście początek tej nowej cyrkulacji przebiegał pod ciśnieniem, jak na to wskazuje szereg form i przekroje korytarzy (pl. XXVII i XXX). Trwało to tak długo, aż system kominów nie rozwinął się do tego stopnia, że cała ilość wody odwadnianego obszaru mogła zostać odprowadzona w dół. W ten sposób wywierzysko Miętusiej zaczynało stopniowo zamierać, stawało się czynne okresowo, aż wreszcie przestało działać zupełnie. Od tej chwili skończył się okres cyrkulacji hydrodynamicznej dla Jaskini Miętusiej. Nowopowstałe ciągi pionowe, mimo iż utworzone zostały przez wody pod ciśnieniem, nie posiadają takich np. form jak rury krasowe. Wynika to stąd, że partie te nigdy nie uczestniczyły w rozwoju pierwotnej cyrkulacji, spełnianej właśnie przez systemy rur krasowych. Dzięki kaptażowi powstały warunki utworzenia 180-metrowej serii kominów, dochodzących do II-go poziomu jaskiń. Wywierzyskiem tego poziomu była Jaskinia Zimna. Być może dalsze, nie znane jeszcze części Jaskini Miętusiej, leżące za syfonem znajdującym się na dnie kominów, łączyć się będą z Jaskinią Zimną. Możliwe jest jednak, że było to zupełnie inne wywierzysko, nie związane z systemem Jaskini Zimnej. Jedynie przejście syfonu na dnie kominów pozwoli prawdopodobnie wyjaśnić tę kwestię.

Po zaniku działalności wywierzyska Miętusiej jaskinia zaczyna być modelowana przez wody grawitacyjne. Wody te zaczęły przystosowywać dawne części jaskini do nowych warunków. Wszelkie syfony i obniżenia korytarzy będą teraz zamulane i wypełniane przez jeziorka. Spływająca woda żłobi rynny erozyjne i żłobki na ścianach i dnach korytarzy. Jednakże siła działania wody grawitacyjnej w Jaskini Miętusiej nie była jednakowa. W niektórych partiach groty zachowały się ślady po silnym strumieniu grawitacyjnym, który wyerodował w bokach korytarza głębokie nisze zakolowe (pl. XXVIII). Z potokiem tym związane są też duże ilości otoczaków wapiennych o bardzo dobrym stopniu obtoczenia. Następnie siła transportowa potoku zmalała, co spowodowało złożenie drobnego, piaszczysto-ilastego osadu. W innych jaskiniach nie widziałem śladu działania silnych strumieni grawitacyjnych. Być może było to tylko zjawisko lokalne, lecz jest również możliwe, że należy je wiązać z ogólnym zwiększeniem ilości wody. Po długim okresie powolnej erozji, w czasie którego definitywnie rozwinął się system Jaskini Zimnej i Miętusiej oraz nastąpił kaptaż, nastał okres ponownej szybkiej erozji. Początkowo system wywierzyska Zimnej spełniał swą rolę. Świadczy o tym żleb odchodzący od otworu groty, wyerodowany przez ściekającą wodę. Później jednak woda znalazła nowe możliwości ekspansji wprost do dna doliny, gdzie zostało utworzone Lodowe Źródło. I tak samo jak wywierzyska drugiego poziomu

jaskiń przejmowały wodę z Jaskini Miętusiej, tak Lodowe Źródło przejmuje coraz większą ilość wód wywierzyska Zimnej. System ten nie jest jeszcze rozwinięty całkowicie. Świadczy o tym fakt, że podczas powodzi w 1934 r. nadmiar wody został odprowadzony przez Jaskinię Zimną. Rozwój systemów jaskiń pomiędzy Doliną Kościeliską a Miętusią następował wskutek ciągłego doganiania postępującej erozji rzecznej przez systemy cyrkulacji podziemnej. Wody grawitacyjne nie potrafiły zatrzeć pierwotnego charakteru jaskiń. Również niewielka ilość nacieków pozwala na swobodne na ogół rozpoznanie dawnego charakteru korytarza. Woda ściekająca współcześnie w niewielkiej ilości w jaskiniach, powoduje powstawanie rynien erozyjnych wyżłobionych w skalnym dnie lub namulisku. Świadczy to o słabym nasyceniu wody węglanem wapnia, co w połączeniu z niską temperaturą jaskiń (3° do 4°C) i dużą wilgotnością tłumaczy brak lub słaby rozwój form naciekowych. Wytrącanie węglanu wapnia ma obecnie w jaskiniach miejsce przede wszystkim w postaci konkrecji węglanowych, występujących w namuliskach i drobnych grzybkowatych utworów na ścianach korytarzy. Ważnym procesem zachodzącym współcześnie w jaskiniach są ruchy tektoniczne. Według obserwacji S. Zwolińskiego (1953) w wielu korytarzach Jaskini Zimnej dno jest zasłane grubą warstwą pokruszonych nacieków. Również szeroka szczelina w Korytarzu Galeriowym w Grocie Zimnej musiała powstać po wytworzeniu się korytarza, gdyż inaczej jego przekrój okrągły nie dałby się wytłumaczyć. Piękny również przykład przesunięcia widać w stropie korytarza w górnym piętrze Jaskini Miętusiej. Kolisty przekrój korytarza rozwiniętego na szczelinie jest przesunięty o około 20 cm, tak że jedno półkole nie odpowiada drugiemu (fig. 10). Istnienie tych ruchów tłumaczy również powstanie zawalisk w Grocie Miętusiej i Zimnej.

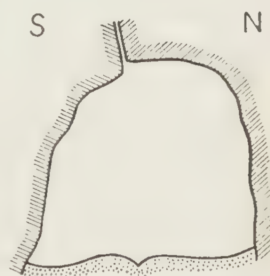


Fig. 10

Przekrój przez korytarz Za Syfonem w Jaskini Miętusiej

Widoczne przesunięcie wzdłuż szczeliny w stropie. Amplituda przesunięcia 15 cm

Section of the Za Syfonem Corridor in the Miętusia Cave

Divergence along a joint in the roof, amplitude of divergence 15 cm.

WNIOSKI

Jaskinie Doliny Kościeliskiej przechodziły kilka etapów rozwoju. Najintensywniejsze formowanie się jaskiń zachodziło poniżej poziomu zwierciadła wód podziemnych. Rozwój jaskiń jest kontrolowany przez poziom wód, a co za tym idzie jest zależny od szybkości pogłębiania się do-

liny. W przypadku zahamowania erozji doliny następuje względne ustabilizowanie się poziomu wód i związane z tym silne rozwinięcie się systemu jaskiń. W Dolinie Kościeliskiej można wyróżnić trzy poziomy jaskiń świadczące o trzech okresach zahamowania erozji doliny, rozdzielonych dwoma okresami energicznej erozji powodującej za każdym razem około stumetrowe wcięcie się doliny.

W obecnej chwili nie można definitywnie odpowiedzieć na pytanie, jaka przyczyna powodowała nierównomierną szybkość erozji doliny. W naszych warunkach mogą wchodzić w grę jedynie dwa czynniki — różna intensywność trzeciorzędowych ruchów pionowych oraz zmiany klimatyczne w okresie czwartorzędowym. W tym ostatnim przypadku zahamowania erozji doliny, a więc wytworzenie systemu jaskiń odpowiadałoby glacjałom, podczas gdy okresy intensywnego wcinania odpowiadałyby interglacjałom.

Dolina Miętusia posiadała pierwotnie własny system odwodnienia. Leżąca w niej Jaskinia Miętusia jest typowym przykładem groty wywierzyskowej. Erozja Doliny Miętusiej postępowała znacznie wolniej niż erozja Doliny Kościeliskiej. Wytworzyło to dysproporcję pomiędzy poziomami wód Doliny Kościeliskiej i Miętusiej, co doprowadziło do powstania podziemnego kaptażu, który przeciągnął wody z Jaskini Miętusiej do Doliny Kościeliskiej. Kaptaż ten nastąpił prawdopodobnie w drugim poziomie rozwoju jaskiń. Wywierzyskiem w tym obszarze była wtedy Jaskinia Zimna. Dlatego też możliwe jest istnienie połączenia pomiędzy jaskiniami Zimną i Miętusią.

Przeciągnięcie wód do Doliny Kościeliskiej spowodowało powstanie w Jaskini Miętusiej 180-metrowej serii pionowych kominów. Siła działania strumieni grawitacyjnych w Jaskini Miętusiej nie była jednakowa — wyraźnie zaznacza się okres energicznej działalności.

Należy przypuszczać, że dalsze badania genezy jaskiń tatrzańskich, badania morfologii i hydrografii krasu tatrzańskiego oraz opracowanie żwirów występujących w jaskiniach przepływowych przyczyni się znacznie do poznania ostatniego okresu historii Tatr.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w listopadzie 1957 r.

LITERATURA CYTOWANA

ALEXANDER H. 1932. Pothole erosion. — J. Geol. vol. 40, no. 4.

ALLISON V. C. 1925. The growth of stalactites and stalagmites. — Ibidem, vol. 31, no. 2.

BARNET H. 1956. Cavitation as a geological agent. — Amer. J. Sci., vol. 254, no. 8.

BÖGLI A. 1956. Grundformen von Karsthohlenquerschnitten. — Stalactite, vol. 6, no. 3.

BRETZ J. H. 1938. Caves in the Galena Formation. — J. Geol., vol. 46, no. 6.

— 1941. Phreatic and vadose futures in limestone caverns. — Ibidem, vol. 49, no. 4.

— 1949. Carlsbad caverns and others caves of Guadelupe block. — Ibidem, vol. 57, no. 5.

— 1950. Cavern making in a part of the Mexican Plateau. — Ibidem, vol. 58, no. 4.

CVIJIC J. 1929. Dinarski Karst. Beograd.

DAVIS W. M. 1930. Origin of limestone caverns. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 41, no. 3. Baltimore.

DICKEN A. 1935. Kentucky karst landscapes. — J. Geol. vol. 43, no. 6.

GARDNER H. 1935. Origin and development of limestone caverns. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 46, no. 8. Baltimore.

GUERIN P.H. 1944. Speleologie. Paris.

HALICKI B. 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. V. Warszawa.

KAYE C. 1957. The effect of solvent motion on limestone solution. — J. Geol., vol. 65, no. 1.

KOWALSKI K. 1953. Jaskinie Polski (Les cavernes de la Pologne). Warszawa.

KRINITZSKY E. 1947. Fault plane cavern. — J. Geol., vol. 55, no. 2.

KUNSKY J. 1956. Zjawiska krasowe. Tłumacz. z czeskiego. P.W.N. Warszawa.

MALLOT I. 1937. Invasion theory of cavern development. — Proc. Geol. Soc. Amer., vol. 36.

MAXON J. 1940. Fluting and faceting of rock fragments. — J. Geol., vol. 48, no. 7.

MAXON J. & CAMPBELL J. 1935. Stream fluting and stream erosion. — Ibidem, vol. 43, no. 7.

MONEYMAKER A. 1938. Deep solution cavities in the Tennessee Valley Area. — Proc. Geol. Soc. Amer., vol. 37.

PASSENDORFER E. 1954. Jak powstały Tatry. Wydanie III. Wyd. Geol. Warszawa.

RHOADES R. & SINACORI M.N. 1941. Pattern of ground water flow and solution. — J. Geol., vol. 49, no. 6.

RYŻIKOV D. W. 1954. Priroda karsta i osnovnye zakonomernosti ego razvitija. — Trudy Gorno-Geoł. Inst. wyp. 21. Moskva.

SWINNERTON A.C. 1952. Origin of limestone caverns. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 43. Baltimore.

WŁODEK J. 1926. Notatka o koncentracji jonów wodorowych niektórych wód Doliny Kościeliskiej i Chochołowskiej w Tatrach. — Spraw. Kom. Fizj. Pol. Ak. Um., t. 60. Kraków.

WÓJCIK Z. 1957a. Sprawozdanie z wyprawy do Jaskini Miętusiej. — Przegl. Geol. z. 5. Warszawa.

— 1957b. Błotne lejki. — Wszechświat, nr 8-9. Warszawa.

ZWOLIŃSKI S. 1953. O młodych ruchach tektonicznych w Tatrach. Praca nie publikowana.

— 1955. Tatrzański rejon jaskiniowy. — Światowid, t. XXI.

Я. РУДНИЦКИ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕЩЕР СИСТЕМЫ ЛЕДОВОГО ИСТОЧНИКА И ИХ СВЯЗЬ С РАЗВИТИЕМ КОСЬЦЕЛИСКОЙ ДОЛИНЫ В ТАТРАХ

(Резюме)

Рассмотрены происхождение и эволюция пещер в Косьцелиской и Ментусей Долине в Западных Татрах (фиг. 7). На этом пространстве выступают самые большие в Польше пещеры — Зимна Пещера (3900 м — фиг. 9) и Ментуся Пещера (2150 м — фиг. 8). Характер существующих здесь эрозионных карстовых форм (фиг. 1-6, пл. I-VI) указывает, что они образовались ниже поверхности подземных вод, в зависимости от которой находилось их развитие. Высота поверхности подземных вод была всегда обусловлена уровнем глубже всего врезанной Косьцелиской Долины. Выступание на склонах Косьцелиской Долины трех уровней пещер, свидетельствует о трех периодах более медленной эрозии долины, во время которых следовало сильное развитие пещер. Эти три периоды медленной эрозии разделены двумя периодами энергичной эрозии, вызывающей сильное врезывание долины.

Эта неравномерная скорость эрозии долины может быть обусловлена третичными выдвигающими движениями или климатическими изменениями в четвертичном периоде. В этом последнем случае период медленной эрозии, следовательно период образования уровня пещер соответствовал бы гляциалам, а период скорой эрозии — интергляциалам.

J. RUDNICKI

THE GENETICS OF CAVES IN THE LODOWE ŹRÓDŁO CAVERNOUS SYSTEM AND THEIR RELATIONSHIP WITH THE KOŚCIELISKA VALLEY IN THE TATRA MTS.

(Summary)

ABSTRACT: Description is given of karst erosion sculpture noted in caves of the Kościeliska Valley in the Western Tatra Range. Relief features recording phreatic and vadose episodes have been differentiated. The caves are arranged on three levels. This distribution scheme is associated with migration of the ground water table due to Tertiary movements or to Quaternary climatic changes.

The northern slopes of the Tatra Range are a region where subterrenean karst phenomena have been at work with greater intensity than in any other part of Polish territory. In spite of almost complete absence of karst topography, underground circulation is strong and caves are being formed all the time. The largest Polish caves are situated within this belt. The whole of the karsted area may be subdivided into several regions whose natural limits are those laid down by geological and morphological features.

Karst relief is here being carved within limestone deposits of Lower Cretaceous, Jurassic and Triassic ages. All that limestone series has an equatorial strike and a steep northward dip. In connection with the folded structure of the Tatra Range the limestone series is enveloped on its southern and northern boundaries by an impervious mantle of Albian marls. These form a barrier against farther karst erosion to the north and south. The whole terraine is cut up by deep meridional valleys which are the natural eastern and western boundaries of the differentiated regions.

The present paper studies cave formation within one of these natural regions, namely that bounded by the Kościeliska and Miętusia valleys (fig. 7). This particular region, more so than others, abounds in caves, including the two largest caves of Poland: The Zimna Cave (3900 m.) and the Miętusia Cave (2150 m.). This region, covering an area of about 8 sq. km. is drained by the great karst spring of Lodowe Źródło (Ice Well). The morphology of the region is that of a high-mountain area, with marked denivelations. It forms an extension of the Twardy Upłaz from which two ridges branch off, linked by the Gładkie Upłaziańskie (1794 m.). The northern ramification is that of Upłaz Miętusi with maximum altitude at 1630 m. The other branch, stretching NW, reaches to the Kościeliska Valley and forms the Organy Massif. The distribution of caves in the sides of the Kościeliska Valley is not fortuitous. They lie on three different levels at varying elevation from the valley bottom

(chart 1). The lowest level corresponds with the valley floor, and consists of recent current flow caves. The next level lies abt. 120 m. above valley floor and is represented by the largest caves. The third, uppermost level is raised abt. 210 m. above the valley floor. The caves here have experienced strong erosion. A number of sculpture features observable in the caves, such as spongework, tubes and potholes (figs. 1-5) record that they were originally formed below the subsurface water table. Genetically they must be associated with the phreatic episode.

Thus it may be seen that cave formation here was controlled by the level of the ground water table, hence by the rate of valley bottom erosion. Consequently, the three existing levels record three periods of checked valley erosion alternating with two periods of intense erosional activities.

The character of caves in the studied region varies strongly. Some are current flow caves, the former waterways of the Kościeliski Stream (chart 1). The largest, however, are distinct spring caves. This e. g. is the character shown by the Zimna Cave (fig. 8) where the main passage constitutes a clearly marked master conduit carrying the subwater table stream to the old spring. Flutes clearly indicate the ground water flow. Another spring cave is the Miętusia Cave (fig. 9) in the Miętusia Valley, at an altitude of 2000 m. i. e. about 200 m. above the Zimna Cave. The history of its formation is by far more complex than that of the Zimna Cave. In the Miętusia Cave there are two conduit systems, to say one of horizontal conduits leading from the cave entrance, and another of vertical conduits, starting well inside the cave and ataining a depth of 180 m. The character of the upper portion of the cave, i. e. of the horizontal conduits points out to its spring nature. Numerous flutes and potholes, found along the master conduit, 600 m. long, (pl. XXVI) indicate the direction of the water flow toward the Miętusia Valley. This shows that, at the time when the cave was functioning, the Miętusia Valley had its own drainage system. However, the more rapid wearing down of the Kościeliska Valley gave rise to marked disproportion between the water tables of the Kościeliska and Miętusia valleys. This, in turn, resulted in piracy whereby the waters of the Miętusia Cave were deviated to the Kościeliska Valley. In consequence of the piracy a series of vertical shafts — domepits — to a depth of 180 m. has been carved within the Miętusia Cave. The piracy probably occurred during the formation of the second cave level, when the Zimna Cave was the outlet for that area. Hence, the likelihood of a connection between the Miętusia and the Zimna caves. At the bottom of the Miętusia Cave there is a siphon, which has not, as yet, been explored.

After the piracy, following the drainage of the Miętusia Cave directly into the Kościeliska Valley, the water table was lowered rapidly, terminating the phreatic experience of this cave. The vadose episode does not seem to have modified the character of the caves to any significant extent. All the caves within the studied region are almost completely flowstone-free. The occurrence of single stalactites is quite sporadical. This is very helpful in the study of wall features in the caves.

The study of caves in the here considered area confirms observations made by J. H. Bretz (1941) in respect to American caves. The development of the Tatra caves took place mostly during the phreatic epoch and was controlled by the water table. This was adjusted by the Kościeliska Valley, showing the lowermost incision. Its erosion, however, was not rapid, as is indicated by the presence of three cave levels recording three periods of checked erosion in valley development. Either Tertiary movements, warping the Tatra Range, or Quaternary climatic changes may be responsible for the lack of uniformity in this case. If the latter hypothesis be the true one, the time of weak erosion, associated with valley formation, would correspond to the glacial periods, that of strong erosion corresponding to the interglacial periods.

Laboratory of Dynamic Geology
at the Warsaw University
Warszawa, November 1957

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXVI - XXXI

DESCRIPTION OF PLATES XXVI - XXXI

PL. XXVI

„Tunel" w Jaskini Miętusiej. Typowy przykład korytarza powstałego przy przepływie wód pod ciśnieniem. Stanowi on początkową część systemu korytarzy doprowadzających wodę do wywierzyska. Z przodu po lewej stronie widoczne zagłębienia wirowe wskazujące na przepływ wody od głębi

"Tunnel" in the Miętusia Cave. Typical illustration of the formation of a corridor through water flow under pressure. This is the commencement of a system of corridors carrying water to the spring. Left front, flutes indicating water flow from the interior

PL. XXVII

Korytarz w Jaskini Miętusiej ponad Błotnymi Zamkami. Widać związek korytarza ze szczeliną. U góry i po prawej stronie widoczne małe kotły wirowe

Corridor in Miętusia Cave, above Błotne Zamki. Connection of corridor with join
Small potholes at top and to the right

PL. XXVIII

Jaskinia Miętusia, korytarz Za Syfonem. Widoczny pierwotny kształt korytarz rozwiniętego na pionowej szczelinie i wycięte później tuż przy dnie nisze zakolow

Miętusia Cave, Za Syfonem Corridor. Original shape of corridor developed o vertical joint, also later meander niches carved out subsequently, immediatel along the bottom

PL. XXIX

Doprowadzający wodę do wywierzyska korytarz główny w Jaskini Miętusiej. Zo stał on utworzony z dwóch rurowych korytarzy leżących jeden nad drugim

Master conduit of Miętusia Cave carrying water to the spring formed by the fusio of two overlying tube corridors

PL. XXX

Trawers nad ślepym kominem w Jaskini Miętusiej. Są to silnie rozwinięte szcze linowe kominy. Przykład ciągów pionowych uformowanych po kaptażu

Traverse above blind shaft in the Miętusia Cave. These are strongly develope joint shafts, illustrating vertical post-piracy conduits

PL. XXXI

„Ósemka" w Jaskini Miętusiej. Forma powstała z przekształcenia dwóch rur kra sowych

"Double Loop" in Miętusia Cave, formed through modification of two karst tube

Wszystkie zdjęcia wykonał Z. Małek
All photographs taken by Z. Małek













:BIGNIEW KOTAŃSKI

?reglacjalne i interglacjalne osady w Tatrach

;TRESZCZENIE: Znaleziona na szczycie Czerwonych Wierchów brekcja piargowa spoiwie martwicowym powstała w zupełnie odmiennych od dzisiejszych warun-.ach morfologicznych. Po przeprowadzeniu rozważań na temat rzeźby preglacjalnej 'atr i tempa erozji w plejstocenie autor dochodzi do wniosku, że powierzchnia zczytowa Czerwonych Wierchów (2100 m) oraz brekcja piargowa pochodzą za-ewne z preglacjału. W kilku punktach Tatr Zachodnich zostały znalezione inter-;lacjalne brekcje piargowe przykryte przez morenę, lub pozbawione tego przy-:rycia. Niektóre stare stożki w Tatrach również pochodzą z ostatniego interglacjału.

WSTĘP

W 1955 r., przy okazji badań prowadzonych w Tatrach nad wier-:howym triasem, natknąłem się na pewne nie znane dotychczas osady, : których jedne, jak to wynika z dalszych rozważań, należą do pregla-:jału, a inne — do interglacjałów plejstoceńskich. Wszystkie znalezione sady są to brekcje piargowe, scementowane wapnistym spoiwem typu nartwicowego. Nie zawierają one żadnych szczątków organicznych, wiek ich mógł być określony jedynie na podstawie rozważań paleo-;eograficzno-morfologicznych.

Zagadnienie to miałem sposobność przedyskutować z prof. prof. '. Gołąbem, K. Guzikiem, B. Halickim, E. Passendorferem i S. Sokołow-;kim oraz doc. S. Dżułyńskim, za co im składam podziękowanie.

BREKCJA PIARGOWA NA SZCZYCIE CIEMNIAKA

Kulminację Ciemniaka (zachodni szczyt Czerwonych Wierchów — :096 m) stanowi rozległa płaszczyzna, zbudowana z pochylonych ku S vapieni i dolomitów środkowego triasu (anizyku), należących do brzusz-iego (odwróconego) skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, łączącego się : jednostką Kominów Tylkowych za pośrednictwem skrętu korzeniowego, vidocznego w granicznej grani Stołów. W kierunku NNW ciągnie się łługie, stopniowo obniżające się ramię, początkowo zbudowane z triaso-vych skał węglanowych, a później — na Szerokiem (2026 m) z granitów

i gnejsów należących do jądra krystalicznego fałdu Giewontu. Jądro transgreduje tektonicznie na zachowujące się niezależnie utwory gó nego i brzusznego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów. Od NE Ciemni jest podcięty przez przepaściste ściany Kotła Mułowego, a od SE — prz równie strome urwiska dolinki Świstówki (fig. 1). Długa, stopniowo wzn

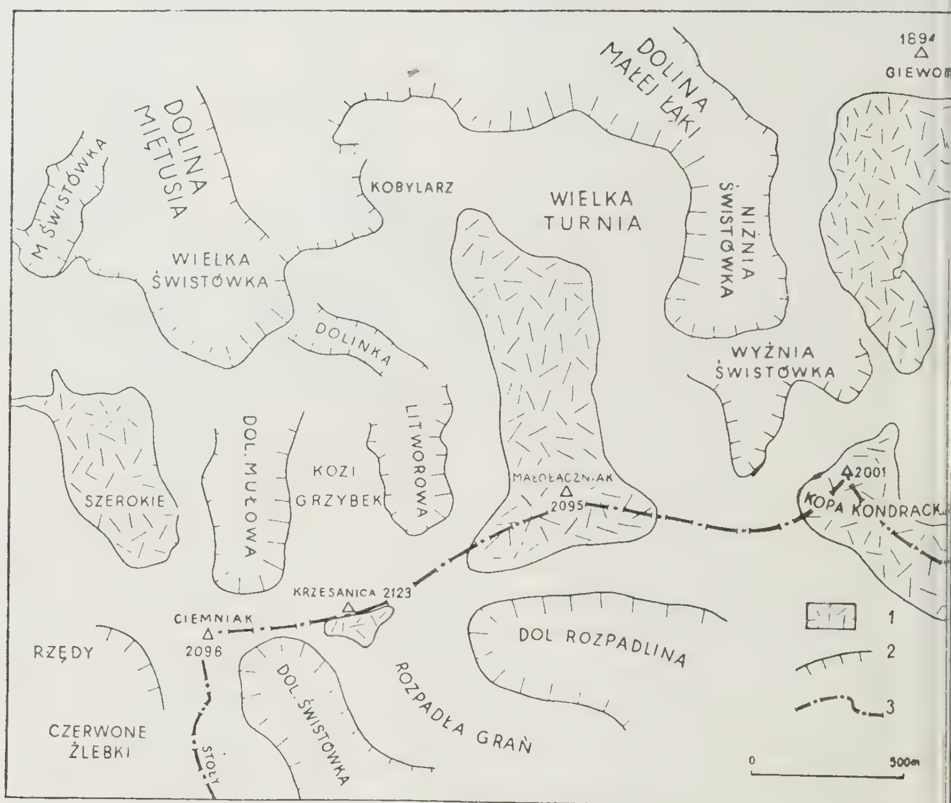


Fig. 1
Mapka Czerwonych Wierchów
1 skały krystaliczne i piaskowce kwarcytyczne seisu z jądra fałdu Giewontu, tw rzące na Czerwonych Wierchach czapki tektoniczne, *2* krawędzie dolin, *3* grani państwa

Sketch map of Czerwone Wiercy massif
1 crystalline rocks and Seis quartzitic sandstones from core of Giewont fo forming tectonic outliers on the Czerwone Wierchy peaks, *2* limits of valle *3* boundary of State

sząca się grań łączy Ciemniak z najwyższym szczytem Czerwonych Wie chów — Krzesanicą (2123 m). Kulminacja Krzesanicy zbudowana je

ównież z wapieni i dolomitów anizyjskich. Natomiast tuż na S od szczytu, uż po stronie słowackiej, znajduje się upłaz, ciągnący się dalej na S ı kierunku Rozpadłej Grani, zbudowany z piaskowców kwarcytycznych verfenu (seisu), należących do jądra fałdu Giewontu, ścinającego fałd Czerwonych Wierchów. Po stronie polskiej pokrywa ta jest prawie zuełnie usunięta. Resztki piaskowców seisu i granitów można znaleźć na płazach górnej części Koziego Grzybka (grzbiet oddzielający Kocioł Iułowy od Litworowego), gdzie zachowały się w drobnych obniżeniach [1]. Powierzchnia Koziego Grzybka jest płaszczyzną strukturalną nasunięcia ałdu Giewontu i stanowi łącznik czapek tektonicznych Kopy Kondrackiej Małołączniaka z Twardym Upłazem.

Na rozległym spłaszczeniu szczytowym Ciemniaka, w niewielkim agłębieniu został znaleziony duży (ok. 0,7 m^3) blok brekcji o silnie nadvietrzałej i pokrytej roślinnością powierzchni. Składa się ona z ostrorawędzistych okruchów wapieni i dolomitów triasowych, sklejonych poiwem typu martwicowego. Rozmiary okruchów dochodzą do 5 cm, rzeważnie jednak nie przekraczają 1 cm.

Przewagę (ok. 80%) stanowią okruchy ciemnoniebieskawych wapieni, wśród których trafiają się również wapienie robaczkowe. Mniej iczne są okruchy drobnoziarnistych szaro-różowawych dolomitów o żółto vietrzejących powierzchniach. Znalazł się również okruch różowego, rystalicznego dolomitu wapnistego. Ten zespół okruchów pochodzi ze kał należących do środkowej części anizyku wierchowego. Są to wszystko kruchy twarde, wystające ze spoiwa.

Osobną grupę stanowią okruchy miękkie. Składają się na nie popielate i żółtawe, oraz limonitowo-żółte margle. Niektóre typy żółtych nargli są nawet dość zwięzłe. Ten zespół okruchów, stanowiący ok. 20% kały, należy bez wątpienia do wyższej części serii tzw. wapieni i dolonitów komórkowych dolnego kampilu (Kotański 1956).

Prócz powyższych dwóch grup okruchów, w brekcji zdarzają się nieliczne fragmenty brązowawych lub szarych piaskowców kwarcytycznych seisu. Są one przeważnie drobne (poniżej 0,5 cm), chociaż rozmiary jednego z okruchów dochodzą do 2 cm.

Spoiwo, jak już zaznaczyłem, ma charakter martwicowy, zbliżony do naciekowego. Jest ono złożone z białego, matowego, zwięzłego kalcytu. Nie wypełnia on całej przestrzeni między okruchami, a stanowi otoczkę ściśle przylegającą do okruchów. Z tego powodu cała brekcja jest dość

[1] Te właśnie fragmenty miałem na myśli odpowiadając N. Nikołajewowi w związku z jego twierdzeniem o nieistnieniu nasunięć w Tatrach (M. Książkiewicz i J. Samsonowicz: Očerk geołogii Polši; tłum. W. S. Petrenko i J. M. Petrenko, red. N.J. Nikołajew; Moskwa 1955; rec. Z. Kotański, Kosmos B, 1957).

silnie porowata. Wnętrze por jest zupełnie puste, a rzadziej jest wype nione białym, kredowatym węglanem wapnia. Można zauważyć bezp średnie przejścia od zwięzłego kalcytu na granicy z okruchami, do kred watego proszku wewnątrz por. Niektóre pory są wypełnione żółtaw substancją pochodzącą z rozkładu okruchów miękkich margli kampil Miejscami mogą to być późniejsze zanieczyszczenia. Właściwy proc sklejania brekcji przez wapniste spoiwo został zakończony z chwilą, gc uległy ostatecznemu zamknięciu kanały doprowadzające roztwór do wn trza próżni między okruchami.

Powyższe cechy brekcji wskazują wyraźnie, że nie jest to utw powstały przez sklejenie miejscowej zwietrzeliny. Skład okruchów je bardzo zróżnicowany i świadczy o tym, że brekcja ta utworzyła się w z pełnie odmiennej od dzisiejszej sytuacji morfologicznej. Jest to typow brekcja piargowa (Kotański 1954), powstała przez sklejenie jakiegoś st rego piargu spoiwem martwicowym, zsypującego się z wyniosłych zbocz

Czy można coś bliższego powiedzieć o budowie i wysokości tyc zboczy?

Na szczycie Ciemniaka znajduje się środkowa część anizyku, któr leży tu w położeniu odwróconym. Hipsometrycznie wyżej powinien s znajdować dolny anizyk (cukrowate dolomity i wapienie) oraz kamp (żółto wietrzejące dolomity, wapienie i łupki czarne z warstw myopho riowych oraz seria „wapieni i dolomitów komórkowych" — Kotański 1956 Jeszcze wyżej (stale w odwróconym położeniu) mogłyby być łupki i pia skowce kwarcytyczne seisu, przykryte przez jądro krystaliczne fałdu Cze wonych Wierchów. Takie następstwo warstw można obserwować dzisia pod Kopą Kondracką na zboczach dolinki Rozpadlina. Za taką właśn budową zbocza, z którego sypał się piarg, przemawia obecność w brekc okruchów skał dolnego kampilu i seisu; przeciw niej — brak okruchó z najniższego anizyku i z warstw myophoriowych oraz dane tektoniczn

Niszczone zbocze mogło być jednak zbudowane również tak, jak s dzisiaj zbudowane szczyty Czerwonych Wierchów — bezpośrednio n skałach środkowej części anizyku mógł leżeć kwarcytyczny seis (a nawe skały krystaliczne z jądra fałdu Giewontu), podesłany przez łączącą si z nim sedymentacyjnie serię „wapieni i dolomitów komórkowych". Tyc ostatnich warstw nie ma co prawda dzisiaj w podobnej sytuacji tekto nicznej, co nie przeszkadza oczywiście temu, by taki właśnie profil móg istnieć w czasie powstawania brekcji (fig. 2).

Przy przyjęciu pierwszej, mniej prawdopodobnej ewentualnośc niszczone zbocze mogło mieć wysokość do 130 m, a w drugim przypad ku — do 50 m. Wysokość bezwzględna tego zbocza mogła się więc waha w granicach 2150-2250 m. Wynika to z przyjęcia średnich miąższośc

serii, których okruchy znajdują się w brekcji. Druga ewentualność wydaje się bardziej prawdopodobna również ze względu na to, że płaszczyzna nasunięcia fałdu Giewontu mogła przebiegać najwyżej 30-40 m nad dzisiejszym szczytem Ciemniaka, w wyniku czego stratygraficznie niższe ogniwa fałdu Czerwonych Wierchów musiały zostać ścięte.

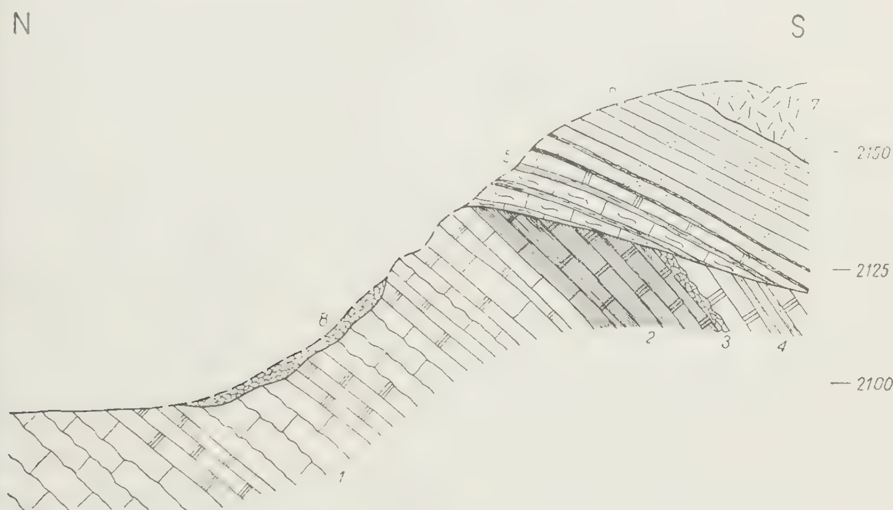


Fig. 2

Rekonstrukcja budowy zbocza, na którym powstała brekcja piargowa

Fałd Czerwonych Wierchów: anizyk —*1* wapienie niebieskawe (m. in. robaczkowe) i dolomity żółto wietrzejące, *2* szare cukrowate dolomity i wapienie dolomityczne, *3* brekcja podstawowa; górny kampil — *4* warstwy myphoriowe. Fałd Giewontu: *5* margle szare, dolomity i łupki zielone (dolny kampil) — *6* piaskowce kwarcytyczne i łupki czerwone (seis), *7* skały krystaliczne z jądra fałdu. *8* brekcja piargowa

Formation of talus breccia in the mountain-slope shown by reconstruction Czerwone Wierchy fold: Anisian — *1* bluish limestones (among others also vermicular) and yellow weathering dolomites, *2* grey saccharoid dolomites and dolomitic limestones, *3* basal breccia; Upper Campilian — *4* Myphoria beds. Giewont fold: *5* grey marls, dolomites and green shales (Lower Campilian) — *6* quartzitic sandstones and red shales (Seis), *7* crystalline rocks from core of fold. *8* talus breccia

O powstaniu brekcji w zupełnie odmiennej sytuacji morfologicznej świadczy charakter spoiwa.

Spoiwo martwicowe powstaje w utworach zboczowych w zupełnie określonych warunkach morfologicznych i hydrograficznych (Pia 1933). Obserwacje nad powstawaniem martwic współczesnych wykazują, że powstają one tam, gdzie woda wsiąkająca w rumosz w wyższej części zbo-

cza i wzbogacona w kwaśny węglan wapnia, wypływa na powierzchnię w dolnej części zbocza. Dwutlenek węgla uchodzi tutaj do atmosfery (lub jest asymilowany przez rośliny), a węglan wapnia wytrąca się, sklejając utwory zboczowe lub tworząc czystą martwicę.

Takie właśnie warunki musiały istnieć również i podczas cementacji opisanego piargu. W każdym razie nie można sobie wyobrazić, by cementacja nastąpiła w obecnej sytuacji morfologicznej na wapiennym szczycie Ciemniaka. Gdyby jednak tak się stało, to i tak należałoby jeszcze wyjaśnić, skąd wzięły się na Ciemniaku okruchy skał, których już dzisiaj tutaj w ogóle nie ma.

Jak wynika z obserwacji innych brekcji piargowych (opisanych w dalszej części tekstu), utwory martwicowe w Tatrach najczęściej powstają na słabo przepuszczalnych łupkach werfeńskich lub marglach kredowych. Brekcja ze szczytu Ciemniaka jest rzadszym przykładem utworu martwicowego, który powstał na zboczu zbudowanym ze skał węglanowych. W górnej części zbocza znajdowały się jednak warstwy nieprzepuszczalne dolnego kampilu, które stały się magazynem wód sączących się w dół i sklejających sypiący się piarg. Jak wynika z rozważań morfologicznych przeprowadzonych w dalszej części artykułu, niszczony szczyt położony był na południe od dzisiejszej grani głównej Tatr, przebiegającej wzdłuż Czerwonych Wierchów. Brekcja zaś znajduje się na złożu wtórnym — została wydarta z pierwotnego scementowanego piargu i osadzona na wyrównanej powierzchni.

Doc. S. Dżułyński w dyskusji ze mną wyraził pogląd, iż nie można wyłączyć również i takiej możliwości, że nie jest to brekcja piargowa, lecz jaskiniowa, utworzona w szczelinie w jakiejś starej grocie.

Ewentualność taka istotnie nie może być wykluczona, choć wtedy niezbyt jasny byłby zróżnicowany skład okruchów w brekcji. Nie znamy przy tym ani jednej groty, która utworzyłaby się na granicy kampilu i anizyku w dolomitowo-wapienno-łupkowej serii skał. W Krzesanicy (Gadomski 1926) znajduje się co prawda grota, powstała ona jednak w dość specjalnych warunkach — na szczelinach w wapieniach anizyjskich o upadzie południowym, wzdłuż których spływają wody deszczowe. Podczas jednak gdy grota w Krzesanicy utworzyła się już w postglacjale, to ewentualna grota z brekcją ze szczytu Ciemniaka mogłaby powstać tylko w opisanej powyżej sytuacji morfologicznej. Jeśli tak, to wszystkie przeprowadzone rekonstrukcje paleomorfologiczne odnoszą się i do tej ewentualności. Ponieważ jednak nie jest to ewentualność prostsza (koleje brekcji — od powstania w jaskini do jej osadzenia na szczycie Ciemniaka — byłyby jeszcze bardziej zawiłe), pozostaję przy pierwszym wytłumaczeniu genezy brekcji.

Z rozważań tych widać, że znalezienie brekcji piargowej na szczycie Ciemniaka pozwala na poczynienie prób odtworzenia morfologii i budowy wyższych, nie istniejących dziś kondygnacji morfologicznych Tatr.

Jednak określenie wieku brekcji piargowej i całej tej morfologii jest możliwe tylko po przeprowadzeniu stosunkowo obszernych rozważań morfologicznych.

ŚLADY RZEŹBY PREGLACJALNEJ W TATRACH

Pierwsze, dotychczas zresztą przeważnie aktualne, poglądy o charakterze i śladach rzeźby preglacjalnej w Tatrach wyrazili J. Partsch i R. Lucerna. Partsch (1903) wysunął przypuszczenie, że zewnętrzne, niższe partie zboczy Tatr mogą pochodzić z preglacjału. Wygląd pierwotnej, preglacjalnej, nie zmienionej przez działalność lodowców plejstoceńskich powierzchni można sobie wyobrazić, jeśli patrząc na Tatry od południa, wypełni się w myśli doliny glacjalnego pochodzenia (Partsch 1923). Obraz ten jest bardzo sugestywny, gdyż rzeczywiście odnosi się takie wrażenie przy oglądaniu długich południowych stoków Tatr.

Dokładniejszą analizę powierzchni preglacjalnej dał R. Lucerna (1908). Według niego preglacjalne powierzchnie zachowały się w niższych częściach zboczy i nie sięgają ani na grzbietach ani w dolinach grani głównej. Dalej ku wnętrzu i ku górze można, jego zdaniem, znaleźć kolejno formy z glacjałów Günz, Mindel, Riss i Würm. Centralne części Tatr są bardziej obniżone niż zewnętrzne. Obniżenie to w Tatrach Zachodnich wyniosło 300 m (fig. 3). Według Partscha (1923) obniżenie Tatr Wysokich w plejstocenie było większe. Na linii doliny Zimnej Wody wznosiły się wtedy szczyty o wysokości ponad 3000 m. Szczyty tej wysokości istniały wtedy i w polskich Tatrach Wysokich. Grań główna przebiegała wówczas według Partscha (op. cit.) nieco dalej na S. Świadczy o tym fakt, że obecnie najwyższe szczyty Tatr położone są w graniach bocznych, na S od grani głównej. Tatry tworzyły wtedy łuk otwarty ku N. Wynika to z obecnego układu dolin; po stronie północnej doliny się zbiegają, a po stronie południowej — rozbiegają. Pierwotne doliny były konsekwentne; później dopiero powstały doliny subsekwentne, na granicy trzonu krystalicznego i serii osadowych.

W tym wszystkim ważne jest stwierdzenie, że doliny glacjalne mają stare, trzeciorzędowe założenia. Już wcześniej B. Świderski (1922) na przykładzie Doliny Cichej wykazał, że kierunki dolin są również zależne od istnienia wielkich depresji i elewacji w gmachu tatrzańskim. Według niego dzisiejszy kierunek Doliny Cichej został założony jeszcze w czasie wynurzania się Tatr z morza paleogeńskiego, przy czym górny odcinek

doliny powstał dzięki spływaniu wód do depresji Goryczkowej, a dolny — w wyniku odpływania wód z kopuły tatrzańskiej wprost na S. Dalsze rozważania na temat zależności przebiegu dolin od tektoniki i litologii snuje B. Halicki (1932).

Niewątpliwie słuszne jest przyjęcie, jak to czyni A. Gadomski (1926), że preglacjalna powierzchnia znajduje się powyżej górnej granicy śladow morfologii glacjalnej (chodzi tu szczególnie o żłoby lodowcowe). To teoretycznie tak proste założenie jest jednak bardzo trudne do zastosowania w poszczególnych przypadkach. Lucerna, zasugerowany alpejskim podziałem Pencka i Brücknera (1901-1903) wyszukał w Tatrach Zachodnich ślady czterech leżących nad sobą żłobów lodowcowych. Opierając się na podobnych założeniach teoretycznych A. Gadomski (1926) doszukiwał się w Tatrach Wysokich 3-ch generacji żłobów lodowcowych i 3-ch odpowiadających im kondygnacji karów. Dopiero ponad tymi śladami dolin glacjalnych mogłyby istnieć powierzchnie preglacjalne.

B. Halicki (1930), nie interesujący się specjalnie zagadnieniami morfologii glacjalnej Tatr, nie wypowiada się w sprawie czterech generacji żłobów lodowcowych Lucerny i cytuje opinię De Martonne'a (1911), który uważa załamanie stoków nad stromymi podciętymi ścianami za część składową żłobu pojedynczego, bez uciekania się do dwukrotnego cyklu lodowcowego. Podobnie J. Szaflarski (1937), badający południowe zbocza Tatr dochodzi do przekonania, że załamania stoków dolin w Tatrach Zachodnich nie są starszymi żłobami, lecz poziomami dolinnymi, występują bowiem na jednej wysokości. Jeden żłób może być według niego wytworzony w kilku zlodowaceniach. Również J. Mastalerzówna i M. Klimaszewski (1938) na zboczach Doliny Cichej, powyżej żłobu lodowcowego spostrzegli ślady dawnych poziomów fluwialnych. Można według nich wyraźnie oddzielić śmiałe formy glacjalne od łagodnych form krajobrazu preglacjalnego obszarów szczytowych.

Jak widać z tego przeglądu, opierając się na formach występujących wewnątrz Tatr można dojść do przeświadczenia, że formy preglacjalne są w Tatrach dość pospolite i występują powyżej form glacjalnych.

POWIĄZANIE POZIOMÓW PREGLACJALNYCH Z PRZEDPOLA TATR Z ODPOWIEDNIMI POZIOMAMI W TATRACH

Wiek rzeźby tatrzańskiej można również określić, badając poziomy i tarasy na przedpolu Tatr, a następnie wiążąc te poziomy z określonymi poziomami w Tatrach.

Najłatwiejsze jest powiązanie rzeźby w Tatrach z ich południowym przedpolem. Zgodnie z opinią licznych badaczy, kotliny Spiska i Liptow-

ska istniały już w preglacjale. Świadczy o tym częściowo preglacjalny wiek najniższej części martwicy w Ganowcach (Halicki 1930). Według tego autora Tatry już w czasach preglacjalnych miały rzeźbę niewiele odbiegającą od dzisiejszej. Również J. Szaflarski (1937) zauważył, że preglacjalne żwirowiska na Spiszu położone są nisko.

Odmienna była sytuacja po stronie północnej. Tutaj resztki poziomów preglacjalnych w reglach oddzielone są od poziomów preglacjalnych (Sawicki 1909, Halicki 1925) Pasma Gubałowskiego plejstoceńskim (Zeuschner 1856, Partsch 1923, Romer 1929, Halicki 1930), a miejscami nawet holoceńskim (J. Gołąb, K. Guzik — wypowiedź ustna) Rowem Zakopiańskim (fig. 3). Poziomowi gubałowskiemu większość badaczy przypisuje wiek preglacjalny (mioceński, a częściej plioceński). Poziom ten obniża się stopniowo ku N, schodząc w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej pod powierzchnię terenu. Ponownie, bardzo wysoko, poziom ten pojawia się na stokach Gorców. Świadczy to o młodych ruchach zanurzających Kotliny Nowotarskiej, które doprowadziły do nagromadzenia się potężnej serii osadów mioceńskich (górna Orawa) i plioceńskich (Domański Wierch). Ruchy zanurzające trwały również i w plejstocenie (Romer 1927).

Odosobnione stanowisko odnośnie do wieku poziomu gubałowskiego zajmuje E. Romer (1927, 1929). Według niego całe Skalne Podhale z Kotliną Nowotarską włącznie było pokryte wielkim lodowcem piedmontowym w czasie najstarszego zlodowacenia (H – 1). Śladem tego lodowca miała być morena szaflarska S. Małkowskiego (1924). Przy tym potężnym zlodowaceniu Tatry w ich obecnej postaci nie mogły dostarczyć tak dużej ilości materiału skalnego (wg obliczeń Romera 20 km^3). Ówczesne Tatry musiały być zatem znacznie wyższe — szczyty ich według Romera osiągały wysokość 3500-4000 m. Opierając się na kwarcytowym składzie tych starych żwirowisk sądzi on, że większość szczytów tatrzańskich była zbudowana z kwarcytów werfenu. Wiadomo jednak, że wyżej znajdują się preglacjalne żwirowiska granitowe. Niezgodność tę usiłuje E. Romer wytłumaczyć w następujący sposób; moreny zlodowacenia H + 1 nie zachowały się na Podhalu z powodu procesów denudacyjnych, które łatwiej ogarnęły niższe tarasy i większe kwarcytowe bloki, niż drobny materiał. Niezgodność składu żwirowisk ze swoimi założeniami teoretycznymi tłumaczy Romer tym, że preglacjalna akumulacja pochodziła z dolin zbudowanych z granitu, a staroglacjalna — z kwarcytowych wierzchowin. Ponieważ jednak starsze żwiry granitowe są świeże, a granity w „morenach" zwietrzałe, Romer przyjmuje, że w starszym glacjale szczyty kwarcytowe (75%) i granitowe (25%) były do głębi zwietrzałe. Natomiast preglacjalne potoki wcinały się w świeży, niezwietrzały granit.

Z koncepcji E. Romera, w większości przypadków nieaktualnych już w chwili ukazania się jego pracy (1929), niewiele zachowało wartość do

chwili obecnej. B. Halicki (1930) uznał morenę szaflarską za fluwioglacjał i sądzi, że lodowce tatrzańskie w starszych glacjałach mogły najwyżej wypełnić Rów Podtatrzański. M. Klimaszewski (1948) nie zajmuje w tej sprawie wyraźnego stanowiska. Na jednej mapie (op. cit., mapa 1) zaznacza zasięg maksymalnego zlodowacenia tatrzańskiego tylko do Pasma Gubałowskiego, a na innej (mapa 4) oznacza w pobliżu Szaflar morenę — głazy najstarszego zlodowacenia. Istnieje również pogląd (J. Gołąb — wypowiedź ustna), że „morena szaflarska" jest moreną, jednak lodowiec najstarszego zlodowacenia nie pokrył całego Podhala, lecz sięgnął do Szaflar długim językiem wzdłuż dawnej doliny Białego Dunajca.

Gdyby koncepcja E. Romera była słuszna, to próżne byłoby poszukiwanie w Tatrach śladów morfologii preglacjalnej. Obniżenie szczytów tatrzańskich o przeszło 1000 m byłoby niemożliwe przy przyjęciu obecnej sieci hydrograficznej. Opierając się na koncepcji Romera musielibyśmy uznać, że morfologia preglacjalna Tatr była zupełnie odmienna od dzisiejszej; mogły być wtedy założone tylko najbardziej zasadnicze rysy rzeźby istniejącej dzisiaj. Tymczasem niewątpliwe ślady powierzchni preglacjalnych na południowych stokach Tatr nie odbiegają zbytnio od morfologii współczesnej.

Od dalszych rozważań konsekwencji przyjęcia koncepcji E. Romera dla zagadnienia rzeźby Tatr zwalnia nas niemal powszechne jej odrzucenie. Przyjęcie poglądu J. Gołąba o sięganiu języka lodowcowego do Szaflar wzdłuż Białego Dunajca nie pociąga za sobą tak poważnych konsekwencji morfologicznych. Lodowce mogłyby się wtedy mieścić w dolinach założonych w preglacjale o przebiegu nie odbiegającym od dzisiejszych kierunków. Należy jednak wpierw udowodnić, że „morena szaflarska" jest moreną, a nie fluwioglacjałem.

Nie można się również zgodzić z poglądem E. Romera o znacznym udziale kwarcytów werfeńskich w budowie szczytów tatrzańskich w okresie najstarszego zlodowacenia. Wiadomo jest bowiem, że już w czasie zalewu morza eoceńskiego w niektórych miejscach Tatr (Zadnie Koszaszyska) erozja dotarła do trzonu krystalicznego, chociaż przeważnie nie dotarła jeszcze do serii wierchowej (Passendorfer 1951). We fliszu podhalańskim znajduje się kolejno otoczaki serii wierchowej, a następnie trzonu krystalicznego (Gołąb 1952). Zastrzeżenia Radomskiego (1957), że otoczaki te mogą nie pochodzić z serii wierchowej Tatr, lecz z jakiejś innej serii wierchowej, nie mają w tym przypadku istotnego znaczenia, gdyż seria ta musiała być jednak, podobnie jak Tatry, wynurzona i niszczona. Wyspa tatrzańska nie została zapewne całkowicie przykryta przez flisz podhalański i w dalszym ciągu podlegała denudacji. Denudacja ta największe rozmiary osiągnęła w oligocenie i w miocenie, po wypiętrze-

niu Tatr. Nie możemy niestety badać rozmiarów tego niszczenia wobec nieznajomości osadów z tego okresu pochodzących z Tatr. Mio-plioceńskie osady Domańskiego Wierchu nie zawierają zupełnie materiału tatrzańskiego. Widocznie nie tędy płynęły wody z Tatr. Plioceńskie osady Mizernej (Birkenmajer 1954) złożone są w znacznej części ze żwirów granitowych podobnych do współczesnych osadów Dunajca, świadczących o powszechnym dotarciu erozji do trzonu krystalicznego, szczególnie w Wysokich Tatrach. Można jednak również przypuszczać, że w innych miejscach Tatr istniała jeszcze wtedy pokrywa fliszu eoceńskiego. Mała ilość otoczaków granitowych w żwirach plejstoceńskich istotnie świadczy o ich zubożeniu i względnym wzbogaceniu w kwarcyty (Halicki 1925). Należy jednak uwzględnić również szybkie niszczenie otoczaków granitowych w czasie transportu (Unrug 1957).

Powiązanie poziomów trzeciorzędowych z północnego przedpola Tatr z odpowiednimi poziomami fluwioglacjalnymi w Tatrach stało się możliwe dopiero po odrzuceniu dawnych poglądów R. Lucerny (1908) i A. Gadomskiego (1925) o związku powstawania karów z dolną granicą wiecznego śniegu w poszczególnych glacjałach. Obecnie (Klimaszewski 1950) jako zasadniczy warunek powstawania kotłów przyjmuje się odpowiednią predyspozycję morfologiczną. Kotły mogą się tworzyć w każdej wysokości ponad granicą wiecznego śniegu, gdzie tylko znajdują się odpowiednie warunki morfologiczne. Według M. Klimaszewskiego (op. cit.).

„..najkorzystniejsze warunki dla powstawania dużych kotłów dawały stare poziomy dolinne pochodzenia fluwialnego, zachowane fragmentarycznie w górnych, schodkowych odcinkach dolin rzecznych".

Zauważył on, że w dolinie Białej Wody ujścia dolin wiszących znajdują się na jednakowej wysokości. Można tu wyróżnić trzy stopnie dolinne, wykorzystane następnie przez kary.

Poziom I, najniższy stanowi według M. Klimaszewskiego odpowiednik spłaszczeń wierzchowinowych Pogórza Gubałowskiego, które doskonale celują w reglowy poziom zrównania, wnikający m. in. do doliny Białej Wody, któremu Romer (1929) niesłusznie przypisał wiek glacjalny (H+1). Poziom gubałowski dalej ku N, w obrębie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej jest wgięty tektonicznie. Jeszcze dalej ku N jego odpowiedniki stanowi dobrze zachowany w obszarze Podgórza i Beskidów poziom pogórski (Klimaszewski 1948). Poziomowi temu przypisywany jest wiek pontyjski (dolno-plioceński). Wysokość jego wynosi w reglach 1300 m, a odpowiadające mu kary są na wysokości 1540-1620 m. Znajdujące się powyżej (1800-1860) kary poziomu II stanowią odpowiednik poziomu sarmackiego. Najwyższe kary (2000-2050 m) III poziomu są odpowiednikiem

poziomu tortońskiego. Autor ten w następujący sposób przedstawia ostatni okres trzeciorzędowej historii Tatr Wysokich (Klimaszewski 1950, str. 51):

„Po okresie pontyjskim Karpaty Zachodnie zostały raz jeszcze podniesione (popontyjska faza ruchów górotwórczych). Amplituda tego wypiętrzenia wynosiła w obszarze Podgórza i przeważnej części Beskidów 150 do 200 m, w Kotlinie Nowotarskiej nastąpiło w obszarze Pogórza Gubałowskiego podniesienie o około 200 m, a w Tatrach Wysokich o około 300 m. Owemu wypiętrzeniu towarzyszyło rozcinanie den dolinnych dolno-plioceńskich, przy czym erozja wsteczna postępowała znacznie szybciej w obrębie mało odpornych utworów fliszowych aniżeli w obszarach wapiennych, a najwolniej w obrębie krystalinikum. Toteż rzeki i potoki nie rozcięły jeszcze całkowicie dolin pontyjskich w tatrzańskich obszarach źródłowych, kiedy nastała epoka lodowa. Musiała ona zaskoczyć krajobraz fluwialny tatrzański, wyraźnie opóźniony w rozwoju w stosunku do beskidzkiego. Staroplioceńskie fragmenty dolinne, do których nie dotarła jeszcze pontyjska erozja wsteczna, a także resztki poziomów jeszcze starszych stały się doskonałymi zbiornikami mas śniegowych — polami firnowymi. Na skutek wyciskania partii spągowych przeobraziły one w kotły lodowcowe załomy, do których doszła erozja wsteczna, a młode doliny młodoplioceńskie w typowe żłoby lodowcowe. Te wszystkie formy zostały przez działalność lodowców przeobrażone, ale nie zniszczone".

W glacjałach były one konserwowane przez lód, a erozja interglacjalna również nie zniszczyła zbytnio tych starych poziomów dolinnych.

MORFOLOGIA PREGLACJALNA TATR

W nawiązaniu do poglądów J. Partscha (1922) i R. Lucerny (1908), najnowszej koncepcji M. Klimaszewskiego (1948, 1950) i luźnych obserwacji innych autorów spróbujmy wyrobić sobie pogląd na morfologię preglacjalną Tatr.

Wyniesione do wysokości 2500-3000 m Tatry natychmiast podległy erozji subaeralnej. Istniejące wtedy depresje i elewacje gmachu tatrzańskiego miały swe odbicie w morfologii (Świderski 1922). Tatry Wysokie, silniej wyniesione, były gwałtownie erodowane i miały gęściejszą sieć potoków niż Tatry Zachodnie. A. Gadomski (1926) sądzi, że podobnie jak Alpy (Penck & Brückner 1901-1903) Tatry były wówczas górami wysokimi, ale o krajobrazie kopulastym i łagodnym, średniogórskim. Resztki tej dawnej morfologii przetrwały na niższych, zewnętrznych częściach południowych stoków Tatr (Partsch 1903, 1923; Lucerna 1908), które schodzą bezpośrednio do preglacjalnych kotlin Spiskiej i Liptowskiej. Pochodzenie ich jest zresztą przeważnie denudacyjne, a same powierzchnie zostały jeszcze zapewne silnie zmienione w plejstocenie przez czynniki peryglacjalne.

Na północnych stokach Tatr do poziomów preglacjalnych zaliczymy poziom Hurkotnego (Halicki 1930), który ma zresztą — być może — po-

krycie staroglacjalnego fluwioglacjału. Ślady powierzchni preglacjalnych widział A. Gadomski (1926) na Kopkach Sołtysich i Gęsiej Szyi. Poziom Kopy Królowej — Nosala — Kopieńca, Skupniowego Upłazu oraz wyższy poziom Dubrawisk (Romer 1929) można, po zaliczeniu przez M. Klimaszewskiego (1950) poziomu H+1 do preglacjalnego poziomu I, uznać za preglacjalny.

W Dolinie Bystrej za młodsze poziomy preglacjalne należy uważać spłaszczenia wyższej części Myślenickich Turni, Kalackiej Turni i Gładkiego Jaworzyńskiego, uznane przez Romera (1929) za staroglacjalny poziom zlodowacenia H+1.

Sam Romer uważał poziom Upłazu Miętusiego i Stołów — Kominów Tylkowych za preglacjalny. Poziom ten znajduje się około 400 m ponad dzisiejszym dnem Doliny Kościeliskiej. Należy zaznaczyć, że jest to częściowo powierzchnia strukturalna.

Wymienione ślady powierzchni preglacjalnych odnoszą się do grzbietów, będących działami wód. Erozja działała tutaj w minimalnym stopniu. Znacznie silniej natomiast oddziaływały powierzchniowe ruchy masowe. Należy jednak zaznaczyć, że niektóre z dzisiejszych powierzchni grzbietowych w preglacjale mogły być poziomami dolinnymi.

O wiele silniej zaznaczyła się erozja w istniejących wtedy dolinach. Jak wiemy, również i tutaj zachowały się ślady poziomów trzeciorzędowych (Dolina Białej Wody — Klimaszewski 1950). Dolina Pięciu Stawów Polskich jest typową formą doliny karowej utworzonej w górnej części doliny preglacjalnej. Kar Doliny Wierchcichej również wykorzystał dawną dolinę preglacjalną (Mastalerzówna & Klimaszewski 1938). Podobne przykłady trzeciorzędowych poziomów dolinnych można wyszukać i w innych dolinach tatrzańskich. Być może, że upłaz Rohackich Stawków (Gadomski 1926) jest śladem takiego poziomu. B. Halicki (1930) uważa, że wysokość progów eoceńskich u wylotów dolin reglowych odpowiada głębokości wcięcia od czasów preglacjalnych. Preglacjalne dna dolin u wylotów z Tatr znajdują się według niego na wysokości około 40 m nad dnami dzisiejszymi. Wartość ta wydaje się nieco za niska. E. Romer (1929) uważa ten poziom za staroglacjalny (glacjał H). Wydaje się jednak, że nie można tutaj automatycznie przenosić wysokości poziomu Antołówki (ok. 100 m nad dzisiejszym poziomem Białego Dunajca) uważanego (Partsch 1923, Halicki 1930) za poziom staroglacjalny, i odmierzać jej w dolinkach reglowych. Należy bowiem pamiętać, że erozja podczas całego plejstocenu i holocenu osiągnęła znacznie większe rozmiary na Podhalu, niż w Tatrach. Dlatego zbliżone wysokości względne w Tatrach i na Podhalu są wiekowo zupełnie nieporównywalne.

Tak czy owak należy uznać, że doliny preglacjalne były głęboki morfologia Tatr urozmaicona, a sieć hydrograficzna bardzo zbliżona d dzisiejszej.

W głębi Doliny Kościeliskiej nie zachowały się żadne poziomy do linne, które można by uznać za preglacjalne. Zupełnie niespodziewani z pomocą morfologii przyszła tu speleologia. J. Rudnicki (1958) zauważy że groty w Dolinie Kościeliskiej układają się w trzech wyraźnych po ziomach. Do poziomu I należą wywierzyska współczesne (Lodowe Źródło Wypływ spod Pisanej); do poziomu II na wysokości 1100 m — jaskini Zimna, Mroźna, Obłazkowa, Mylna i Poszukiwaczy Skarbów, a do po ziomu III na wysokości 1200 m — jaskinie Okno Zbójnickie Niżne, Groby Przeziorowa i Za Smrekiem.

Poziomy te odpowiadają jakimś zwierciadłom wody podziemnej za leżnym od głębokości erozyjnego wcięcia Doliny Kościeliskiej. Były t okresy, podczas których w warunkach hydrostatycznych i hydrodyna micznych powstawał rozgałęziony system jaskiń o specjalnych cechach Okresy te były oddzielone odmiennymi okresami, podczas których w wa runkach swobodnej cyrkulacji wodnej powstały pionowe kominy łącząc systemy trzech wymienionych poziomów.

Jak zaznaczył J. Rudnicki, zmienność tę można wiązać albo z pio nowymi trzeciorzędowymi ruchami wynoszącymi, albo z glacjałami (okre zastoju erozji i powstawania form w warunkach hydrostatycznych) i inter glacjałami (wzmożenie erozji i powstawanie kominów).

W okresie pisania pracy przez J. Rudnickiego byłem skłonny wią zać owe okresy powstawania jaskiń z plejstoceńskimi zmianami klima tycznymi. Obecnie jednak po ponownym przemyśleniu całego zagadnie nia uważam, że owe generacje grot powstały, przynajmniej w częśc w trzeciorzędzie i są wynikiem ruchów wynoszących.

Jaki może być wiek tych poziomów i wiek ruchów?

Plioceńskie poziomy w Tatrach Wysokich (odnoszące się jednak do karów!) leżą według M. Klimaszewskiego (1950) znacznie wyżej (powyże 1500 m), nie znaczy to jednak, że w Tatrach Zachodnich nie mogą one leżeć niżej. Ruchy wynoszące w Tatrach powtarzały się co najmniej dwu- krotnie; za każdym razem amplituda ich wynosiła ok. 100 m. Oba wyższe systemy jaskiń powstały zapewne w pliocenie, chociaż niższy może po- chodzić ze starszego plejstocenu. Najmłodsze wcięcie i najniższy system jaskiń tworzył się w młodszym plejstocenie i funkcjonuje jeszcze dzisiaj

Należy zaznaczyć, że ujęcie to jest zgodne z poglądem E. Passen- dorfera (1954), który żwiry znajdowane w wysokich jaskiniach uważa za preglacjalne a może i późnotrzeciorzędowe.

WIEK POWIERZCHNI SZCZYTOWEJ CZERWONYCH WIERCHÓW I BREKCJI PIARGOWEJ ZE SZCZYTU CIEMNIAKA

Wróćmy teraz do profilu R. Lucerny (1908), — fig. 3. Należy zdać sobie sprawę z tego, że powierzchnia Lucerny przedstawia preglacjalną powierzchnię szczytową, to znaczy powierzchnię z okresu bezpośrednio poprzedzającego zlodowacenia czwartorzędowe, nie zaś powierzchnię Tatr z okresu wynurzenia w paleogenie. Wynika z tego, że genetycznie preglacjalna powierzchnia Lucerny musi być złożona. Na jej powstanie złożyło się wiele różnowiekowych czynników. Nie dość na tym; profil Lucerny przebiega wzdłuż działu wodnego. Jak wiemy, doliny preglacjalne były już głęboko wcięte; ich dno znajdowało się np. w Bramie Kraszewskiego ok. 100 m ponad dnem dzisiejszym, a w Bramie Kantaka powyżej 50 m.

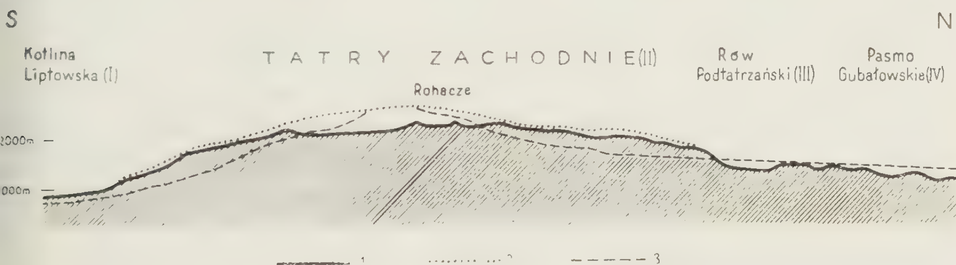


Fig. 3

Przekrój przez Tatry Zachodnie
(uzupełnione na podstawie profilu Lucerny 1908)

1 współczesna powierzchnia morfologiczna, *2* preglacjalna powierzchnia Lucerny biegnąca wzdłuż linii działu wód, *3* preglacjalne poziomy dolinne

Cross Section of the Western Tatra Mts.
(supplemented after Lucerna's profile, 1908)

1 Recent morphological surface, *2* Preglacial surface (after Lucerna) extending along the water divide, *3* Preglacial valley levels. *I* Liptów Lowland, *II* Western Tatra Mts., *III* Subtatric Valley, *IV* Gubałówka Range

R. Lucerna w zakończeniu swej pracy wysuwa zagadnienie ustalenia wieku najwyższych szczytów tatrzańskich. Uprzednio podaje on zresztą częściowe rozwiązanie tego zagadnienia pisząc, że w miarę zbliżania się do grani głównej natrafiamy na ślady coraz to młodszej morfologii glacjalnej (coraz młodsze generacje karów). W ogólnych zarysach, po uwzględnieniu zastrzeżeń wysuniętych przez M. Klimaszewskiego (1950), można ten pogląd przyjąć. Warto tutaj przypomnieć zapomniany

artykuł W. Łozińskiego (1910), w którym porównuje on morfologię Ta
i Karkonoszy. Stwierdzając, że powierzchnia szczytowa Karkonoszy n
wiek preglacjalny, zastanawia się on dlaczego Tatry mają tak ost
kształty i świeże ślady morfologii glacjalnej, a Karkonosze nie. Pol
mizuje on przy tym z poglądem Davisa (1909), według którego ukszta
towanie grzbietów między cyrkami zależy tylko od długości czasu; i
dłużej lód wypełnia cyrki, tym więcej rozstępują się ich ściany i ro
szerza się ich wnętrze, a wskutek tego grzbiety między cyrkami mus
zwężać się coraz bardziej i wreszcie zaostrzać. Według Łozińskiego ró
nice morfologii Karkonoszy i Tatr polegają na rozrzuceniu cyrków w je
nych, a gromadnym zagnieżdżeniu się ich w drugich. Duże zagęszczen
cyrków lodowcowych w Tatrach jest według Łozińskiego spowodowar
bardziej urozmaiconą rzeźbą preglacjalną. Lejki źródłowe potoków pr
glacjalnych zostały następnie wykorzystane przez kary.

Musimy tu stwierdzić, że poglądy Łozińskiego są wysoce aktualn
Można bezpośrednio od nich (pomijając okres Lucerny — Romera — G
domskiego) nawiązać do koncepcji M. Klimaszewskiego.

Według B. Halickiego (1930) ogólne oblicze morfologiczne Tatr Z
chodnich o formach łagodnych i spokojnych zawdzięcza swój wygl
słabszemu przebiegowi procesów glacjalnych. Podniesienie granicy wiec
nego śniegu do 1800-1850 m spowodowało zanik lodowców (wyjątek st
nowił Kocioł Mułowy). Zlodowacenie zaczęło się tu później i trwało króc
niż w Tatrach Wysokich.

W Tatrach Zachodnich nie ma dużej ilości cyrków lodowcowyc
Jedynie grupa Rohaczy ma ślady świeżej rzeźby glacjalnej, podobnej zu
pełnie do Tatr Wysokich. Natomiast większość szczytów Tatr Zachodni
jest z kilku stron podcięta przez kary i ma kształt niezbyt stromych p
ramid (Graskantengipfeln Lucerny 1908, fig. 5). Ostre, poszarpane szczy
Tatr Wysokich i Rohaczy swój wygląd zawdzięczają czynnikom tekt
nicznym (cios granitu), wietrzeniu w klimacie peryglacjalnym i powier
chniowym ruchom masowym. O ich młodym wieku świadczą podcięc
przez najmłodsze kary i obecność u ich stóp postglacjalnych stożków usy
piskowych. Piramidowe szczyty Tatr Zachodnich są starsze. Kształt sw
zawdzięczają działaniu złożonych czynników podczas całego plejstocen
Wiele z tych szczytów jest pokrytych rumowiskiem głazów. Świadczy t
o dominującej roli czynników peryglacjalnych. W postglacjale nie uległ
one większym przeobrażeniom. W kilku miejscach na spłaszczeniac
szczytowych w Tatrach zachowały się struktury poligonalne pochodząc
z ostatniego glacjału (Jahn 1951). Ten rodzaj szczytów zupełnie przypo
mina pokryte gołoborzami szczyty Karkonoszy — Śnieżkę i Wielki Szy
szak.

Zupełnie odmiennym typem szczytów są Czerwone Wierchy. Ich trome zbocza są zaostrzone przez cyrki lodowcowe. Granitowe i kwarytowe czapki tektoniczne (Kopa Kondracka, Małołączniak, upłaz na S d Krzesanicy i Twardy Upłaz) pokryte są gołoborzami i wykazują wyaźne ślady wietrzenia mrozowego w klimacie peryglacjalnym. Natomiast vapienny szczyt Ciemniaka zajmuje takie stanowisko morfologiczne, że iie dotarła tu ani erozja interglacjalna i postglacjalna, ani glacjalne podięcia cyrków lodowcowych. Jedynie procesy krasowe wywarły pewien vpływ na morfologię wapiennych partii Czerwonych Wierchów (groty v Krzesanicy — Gadomski 1926 — i Rozpadłej Grani).

Dlatego można wysunąć przypuszczenie, że powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów stanowi fragment powierzchni preglacjalnej. Na nnych szczytach powierzchnia ta została przemodelowana przez czyniki peryglacjalne, a na Ciemniaku zachowała się ona w stosunkowo iajmniej zmienionej postaci. Co więcej — zachowały się na niej osady, apewne preglacjalne.

Musimy zdać sobie sprawę z faktu, że przez cały plejstocen povierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów nie miała okazji do zmieiienia swego kształtu. Nie dotarły tu ani czynniki erozyjne, ani strome ciany cyrków lodowcowych, a peryglacjalne ruchy masowe również nie yły w stanie zmienić jej powierzchni, a tym mniej usunąć istniejące tu sady. Tylko temu szczęśliwemu zbiegowi okoliczności można zawdzięczać achowanie się na szczycie Ciemniaka fragmentów brekcji piargowej [2].

Trzeba przy tym zaznaczyć, że nie należy sobie wyobrażać za E. Ronerem (1929), iż najwyższe szczyty Tatr przez wszystkie glacjały były okryte „lodami i wiecznymi śniegami". Najwłaściwiej zagadnienie to ujmuje S. Lencewicz (1937). Chociaż śniegi rzeczywiście pokrywały szczyty Czerwonych Wierchów, podobnie jak dziś pokrywają Mt. Blanc, to spełiiały one — podobnie jak lodowce w dolinach (Romer 1929) — rolę konerwującą.

Prof. E. Passendorfer w dyskusji ze mną nie uważał za możliwe, by owierzchnia preglacjalna zachowała się na tak eksponowanym miejscu rzez cały plejstocen. Zgadza się ze mną, że nie dotarło tu podcięcie lacjalne ani denudacja peryglacjalna; zwraca natomiast uwagę na wierzenie chemiczne, które powinno zupełnie zniszczyć brekcję o spoiwie nartwicowym i na to, że pod czapą śniegową pokrywającą w glacjałach zczyty Czerwonych Wierchów zachodzą pewne drobne przesunięcia,

[2] Również i w Dolinie Cichej (Mastalerzówna & Klimaszewski 1938) procesy enudacyjne działające w karach i walnej dolinie nie sięgają ani nie wywierają vpływu na oddzielony wyraźnym załomem krajobraz obszarów szczytowych, gdzie achowały się ślady starych poziomów fluwialnych.

w których wyniku brekcja ze szczytu Ciemniaka powinna spaść do Kot
Mułowego.

Nie mamy dokładnych danych dotyczących tempa wietrzenia ch
micznego. Można jednak przypuszczać, że wietrzenie to nie osiąga zb
dużych rozmiarów w czystej atmosferze powyżej 2000 m, gdzie sza
roślinna nie jest zbyt obfita, a ilość CO_2 mniejsza niż na gęsto zaludni
nych nizinach. Procesy krasowe nie działają powierzchniowo, lecz lin
nie lub punktowo (leje krasowe), trudno więc mówić o jakimś ogólny
efekcie obniżenia powierzchni w wyniku działania procesów krasowyc

Śnieg na płaskich szczytach odgrywa, moim zdaniem, raczej ro
konserwującą. Jeśli nawet zachodziła przy tym denudacja, to przecież n
Ciemniaku nie przetrwała do dziś jednolita pokrywa brekcji piargow
lecz pojedynczy blok leżący w zagłębieniu, który tylko niezwykle szczęśl
wemu zbiegowi okoliczności zawdzięcza swe ocalenie.

Przy sposobności należy również sprostować mylne wyobrażen
E. Romera (1929) o budowie szczytów Czerwonych Wierchów w czas
ostatniego zlodowacenia. Brak materiału krystalicznego w morenach H
poniżej Hali Małej Łąki i pewną domieszkę skał serii reglowej Rom
tłumaczy przykryciem Czerwonych Wierchów przez płaszczowiny regl
we. Nieobecność materiału krystalicznego w tych morenach świadcz
tylko o tym, że w owym czasie z czapek tektonicznych Małołącznia
i Kopy Kondrackiej nie sypał się gruz granitowy. Analogiczna sytuac
była w Kotle Mułowym, gdzie w morenie nie ma materiału granitoweg
mimo obecności granitowej czapki tektonicznej na Twardym Upłazi
Jednak w morenach kotłów górnej części Małej Łąki jest już materiał we
feński i krystaliczny. W tej ostatniej fazie egzystowania lodowca sypał s
więc gruz z czapek tektonicznych, gdyż nastąpiło większe podcięcie ścia
karów i zaostrzenie spadku.

Nie może być również przyjęty młody, postglacjalny wiek Kot
Litworowego i jego rzekomo wyłącznie krasowe pochodzenie po usuni
ciu pokrywy reglowej po ostatnim zlodowaceniu (Romer 1929). W kot
tym istniał w ostatnim glacjale lodowiec, po którym pozostały fragment
moreny (Rabowski 1955).

Po usunięciu ewentualnych wątpliwości, które mogłyby podważy
preglacjalny wiek powierzchni szczytowej Czerwonych Wierchów, spr
bujmy bliżej określić wiek tej powierzchni.

Mówiliśmy już o tym, że preglacjalna powierzchnia Lucerny je
poligeniczna. Brekcja piargowa na szczycie Ciemniaka powstała w zupe
nie odmiennej sytuacji morfologicznej niż obecna. Pochodzi ona zapewn
z górnej części piargu sypiącego się z wyżej położonych zboczy i szczy
tów. Morfologia ta jest oczywiście starsza od powierzchni szczytowej Cze

wonych Wierchów. Poziomom dolinnym w Dolinie Kościeliskiej zaznaczonym przez wyższe generacje jaskiń przypisaliśmy wiek plioceński.

Dno Kotła Mułowego znajduje się na wysokości ok. 1900 m. Jeśli przyjmiemy, czego nie można wyłączyć, że powstał on na miejscu preglacjalnego poziomu dolinnego (lejka źródłowego), to wysokość tego poziomu stawia go między II i III poziomem M. Klimaszewskiego (1950). Uwzględniając niższą wysokość Tatr Zachodnich, można preglacjalny poziom Kotła Mułowego porównać z II poziomem kotłów Klimaszewskiego i przypisać mu wiek sarmacki. Położona znacznie wyżej powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów może być jeszcze starsza.

O charakterze tej powierzchni można snuć przypuszczenia na zasadzie analogii z preglacjalną powierzchnią Karkonoszy (Łoziński 1910). Powierzchnia ta (np. Równia pod Śnieżką) uważana jest za peneplenę trzeciorzędową, nad którą wystają tylko twardziele (np. Śnieżka). Powstała ona oczywiście jeszcze przed wydźwignięciem całego bloku sudeckiego, co zapoczątkowało intensywną erozję.

Czy w Tatrach mogło dojść po ustąpieniu morza paleogeńskiego do powstania pepepleny?

Do rozstrzygnięcia tej kwestii brak jest konkretnych faktów i musimy się opierać na mniej lub więcej umotywowanych przypuszczeniach.

Podczas plejstocenu powierzchnia szczytowa Tatr Zachodnich została obniżona według Lucerny (1908) o ok. 300 m. Jak wiemy z analizy materiału glacjalnego i fluwioglacjalnego, budowa Tatr nie różniła się wówczas wiele od dzisiejszej. A przecież podczas neogenu musiała zostać usunięta pokrywa fliszu podhalańskiego i znaczna część serii wierchowej i reglowej (ta ostatnia została przeważnie usunięta przed i podczas transgresji eoceńskiej — Passendorfer 1951). Można wątpić, czy usunięcie wielusetmetrowej serii osadów i obniżenie powierzchni Tatr do poziomu powierzchni preglacjalnej odbyło się w jednym akcie erozyjnym. Możliwe, że w jednym cyklu erozyjno-denudacyjnym doszło do powstania mniej lub więcej wyrównanej powierzchni, która następnie uległa wydźwignięciu, przez co został zapoczątkowany nowy cykl erozyjny, który doprowadził do powstania preglacjalnej powierzchni.

Resztką owej starszej powierzchni może być powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów. Wydaje się więc, że tej dawnej morfologii (o młodocianych zresztą cechach) należy przypisać wiek mioceński.

Przyjęcie podwójnego cyklu erozji Tatr po ich wynurzeniu w paleogenie jest o tyle uzasadnione, że nie widzę możliwości powstania w jednym cyklu erozyjnym rozległych zrównań szczytowych. W jednym cyklu erozyjnym nie mogły zostać usunięte serie osadów o tak znacznej miąż-

szości, jaka wynika z rozważań paleogeograficzno-facjalnych i tekt nicznych.

Pogląd R. Lucerny (1908) o obniżeniu preglacjalnej powierzch szczytowej w plejstocenie o ok. 300 m jest słuszny, ale tylko dla gru Rohaczy, wzdłuż której Lucerna poprowadził swój profil. Natomia w grupie Czerwonych Wierchów zachowały się resztki preglacjalnej p wierzchni, która przetrwała przez cały plejstocen może m. in. dzięki tem że była ona w tym miejscu znacznie niższa i mniej rozczłonkowana, uchroniło masyw Czerwonych Wierchów od liczniejszego zagnieżdżen się w nim lodowców i ich niszczącego działania.

Jeśli się przyjmie, że powierzchnia szczytowa Czerwonych Wie chów pochodzi rzeczywiście z poprzedniego cyklu erozyjnego, to wie brekcji piargowej leżącej na owej powierzchni nie jest jednak jednoznac nie określony. Mogła ona powstać w pierwszym cyklu erozyjnym, w okr sie niszczenia form o młodym charakterze. W tym przypadku byłaby brekcja mioceńska. Nie można jednak wyłączyć, że zbocze, z którego syp się piarg, istniało jeszcze w pliocenie. W każdym razie niewątpliwy zwi zek brekcji z tymi dawnymi formami morfologicznymi zdaje się świad czyć o jej preglacjalnym wieku. Należy przy tym zaznaczyć, że blok brel cji na szczycie Ciemniaka znajduje się na złożu wtórnym, choć nie zost przyniesiony z daleka.

Mniej prawdopodobny jest interglacjalny wiek brekcji. W tym prz padku należałoby przyjąć, że na południe od Ciemniaka, jeszcze w ple stocenie, istniał jakiś wyższy od niego szczyt, z którego pochodzi scemen towany później piarg. Szczyt ten mógł być następnie zniszczony wskut cofania się kotła Świstówki. Sugestię tę w recenzji niniejszej pracy wy sunął prof. M. Klimaszewski, opowiadając się przytem za preglacjalny wiekiem powierzchni szczytowej Czerwonych Wierchów.

Wiek brekcji mógłby być określony z większą pewnością, gdyb można było ustalić warunki klimatyczne w jakich powstał piarg i odbył się cementacja. Niestety, w brekcji nie ma zupełnie szczątków roślinnycl a pozostałe cechy nie różnią jej od interglacjalnych brekcji piargowyc opisanych w następnym rozdziale i od trzeciorzędowych utworów martw cowych np. z Ganowiec. O stosunkowo starym wieku wydaje się świad czyć znaczna zwięzłość brekcji i znaczna rekrystalizacja spoiwa.

INTERGLACJALNE BREKCJE PIARGOWE

Zgodnie z opinią badaczy zajmujących się morfologią glacjalną Tat w dolinach tatrzańskich nie zachowały się moreny ze starszych zlodc waceń. Wszystkie klasyczne wały morenowe powstały podczas ostatnie go glacjału. Z poprzednich zlodowaceń przetrwały tylko eratyki kry



Fig. 4

Profil osadów czwartorzędowych w Dolinie Tomanowej

Podłoże: *1* piaskowce kwarcytyczne i łupki (seis), *2* łupki czerwone i zielone, margle i dolomity (dolny kampil), *3* wapienie i dolomity (anizyk). Plejstocen: *4* interglacjalne brekcje piargowe, *5* utwory morenowe ostatniego glacjału. Holocen: *6* piarg postglacjalny (*m* brekcja piargowa), *7* współczesny kamieniec Potoku Tomanowskiego

Section of Tomanowa Valley Quaternary deposits

Substratum: *1* quartzitic sandstones and shales (Seis), *2* red and green shales, marls and dolomites (Lower Campilian), *3* limestones and dolomites (Anisian). Pleistocene: *4* interglacial talus breccia, *5* last glaciation morainic debris. Holocene: *6* postglacial talus deposits (among others talus breccia),. *7* recent gravels of the Tomanowski Stream

staliczne, związane z określonymi wyższymi poziomami. Dna dolin zostały uprzątnięte ze starszych osadów przez lodowce ostatniego zlodowacenia.

W tym stanie rzeczy interesujące jest znalezienie osadów interglacjalnych, przykrytych przez utwory morenowe.

W Dolinie Tomanowej, za drugim mostkiem na Potoku Tomanowym ok. 800 m od drogi do schroniska na Ornaku, widoczny jest następujący profil (fig. 4).

Ponad pionowo stojącymi warstwami werfenu, należącymi do wyższej cześci seisu, w urwisku podciętym przez potok, odsłonięte są brekcje złożone z okruchów wapieni triasowych, sklejonych spoiwem o charakterze martwicowym. Bardzo zwięzłe bloki tej brekcji leżą również luźno poniżej urwiska w strumyku, przy mostku. Miąższość warstwy brekcji przekracza 1 m. Ponad nią leżą niescementowane bloki skał krystalicznych, przeważnie granitów. Są one najczęściej dobrze obtoczone i reprezentują utwór morenowy ostatniego zlodowacenia, łącząc się morfologicznie z morenami Smreczyńskiego Stawu. Możliwe, że materiał morenowy został przemyty przez wody fluwioglacjalne młodszych stadiałów.

Brekcje leżące pod moreną są niewątpliwie utworem piargowym. Źródła materiału nie trzeba daleko szukać. Są nim strome zbocza Żaru, zaczynające się kilkadziesiąt metrów dalej ku N. Zgodność materiału jest zupełna. Ponieważ piarg ten jest przykryty przez morenę ostatniego zlodowacenia, należy bez wątpienia do ostatniego interglacjału. Świadczy o tym również zupełny brak w brekcji materiału werfeńskiego (nie jest to zatem scementowana zwietrzelina skał miejscowych), jak również krystalicznego. Ten kopalny piarg zachował się tylko w strzępach, leży przy tym na odpornych kwarcytach seisu, nie ma go natomiast na miękkich utworach dolnego kampilu, widocznych dalej w dół potoku, mimo że znajdują się one bliżej triasowego urwiska Żaru, z którego sypał się piarg. Ze stosunkowo dalekiego położenia brekcji piargowej od urwiska wynika, że było ono w ostatnim interglacjale znacznie wyższe. Fluwialny charakter brekcji jest wykluczony ze względu na wybitnie ostrokrawędzisty charakter okruchów i zupełny brak wśród nich składników pochodzących z głębi Doliny Tamanowej.

U stóp triasowego urwiska (fig. 4, lewa część profilu) znajduje się postglacjalny, częściowo współczesny piarg. W środkowej części odkrywki jest on scementowany spoiwem martwicowym. W tej postglacjalnej brekcji piargowej prócz okruchów wapiennych znajdują się również otoczaki granitowe, co jest rzeczą zrozumiałą, jeśli się zważy, że piarg leży hipsometrycznie niżej od sąsiadującej z nim moreny. Obecnie piarg nie jest cementowany. Okres cementacji jest być może związany z postglacjalnym maksimum wilgotności.

Z profilu tego wynika, że Potok Tomanowy wciął się w postglacjale poniżej osadów morenowych i poniżej utworów z ostatniego interglacjału. Nie znaczy to, że dzisiejsza erozja w całej Dolinie Kościeliskiej czy Tomanowej sięgnęła poniżej dna potoków z ostatniego interglacjału. Opisany profil znajduje się w pobliżu północnego zbocza Doliny Tomanowej i przecina utwory zboczowe, a więc leżące na pewno wyżej od maksymalnego wcięcia potoków w ostatnim interglacjale. Potok Tomanowy płynął wtedy dalej na S, a dopiero w postglacjale przesunął się ku N, podciął zbocza Żaru i odsłonił utwory interglacjalne, które uchroniły się przed niszczącą działalnością lodowca dzięki swemu peryferycznemu położeniu. Dlatego pozostaje nadal aktualna opinia E. Romera (1929), że erozja poglacjalna w Dolinie Kościeliskiej (podobnie jak w Miętusiej i Chochołowskiej) wcięła się zaledwie kilka metrów w stożki fluwioglacjalne z ostatniego zlodowacenia.

Utwory, które należy uznać za interglacjalne, znajdują się jeszcze w kilku punktach w Tatrach Zachodnich, nie mają tu jednak wyraźnego przykrycia morenowego.

Po przeciwnej stronie Doliny Kościeliskiej, przy drodze na Przełęcz Iwaniacką, nad odkrywką tzw. wapieni i dolomitów komórkowych znajdują się brekcje, co do których wyraziłem przypuszczenie, że mogą to być interglacjalne brekcje zboczowe (Kotański 1956). Prócz tworzącej się współcześnie brekcji zboczowej (op. cit., fig. 1) znajduje się tam również skorupa brekcji zboczowej starszej, niszczonej przez czynniki współczesne, złożonej prawie wyłącznie z okruchów szarych margli, sklejonych spoiwem kalcytowym.

Brekcja ta musi być również odniesiona do ostatniego interglacjału, wtedy bowiem powstało wcięcie potoku płynącego od strony Przełęczy Iwaniackiej, który rozciął starszy poziom glacjalny, pokryty otoczakami krystalicznymi, i który ciągnie się na południowych zboczach Panienek. Poziom ten odpowiada zapewne 30-46-metrowemu poziomowi H-1, wyróżnianemu przez E. Romera (1929) na Hali Smytniej. Stosunkowo zwięzłe brekcje uchroniły się przed zniszczeniem podczas ostatniego zlodowacenia, którego moreny znajdują się znacznie niżej. Dopiero postglacjalna erozja boczna podcięła zbocze Panienek i odsłoniła cały ten interesujący profil. Erozja ta natomiast nie naruszyła jeszcze interglacjalnych utworów zboczowych, które znajdują się nieco poniżej Przełęczy Iwaniackiej.

Zupełnie odmienny przebieg miały procesy erozyjne po przeciwnej stronie Doliny Kościeliskiej — w Dolinie Tomanowej, w której zostały zniszczone cyrki glacjalne, a zachowały się moreny na Hali Tomanowej. Jest to według B. Halickiego (1930) jeden z nielicznych przykładów (obok

Doliny Kondratowej) dłuższego przetrwania form akumulacyjno-lodowcowych niż erozyjno-glacjalnych. Należy przy tym zaznaczyć, że dolinka prowadząca w stronę Przełęczy Iwaniackiej nie była zlodowacona w czasie ostatniego glacjału, co przyczyniło się do zachowania się tu osadów interglacjalnych.

Następnym punktem, gdzie zachowały się interglacjalne brekcje piargowe, jest droga hawiarska w Dolinie Miętusiej. Brekcje te po raz pierwszy zostały opisane przez F. Rabowskiego (1930). Opierając się na fakcie, że składają się one z okruchów serii wierchowej (od skał krystalicznych do margli albu włącznie), a brak jest w nich okruchów serii reglowej, Rabowski sądził początkowo, że powstały one podczas okresu lądowego przed nasunięciem płaszczowin reglowych. Później jednak skłaniał się on do przypuszczenia, że są to plejstoceńskie utwory zboczowe, sklejone spoiwem martwicowym, które utworzyły się podczas pewnej fazy oscylacyjno-regresywnej lodowca.

Osady te podawałem jako przykład brekcji piargowej i wyraziłem przypuszczenie, że może ona mieć wiek interglacjalny (Kotański 1954), podobnie jak alpejska brekcja z Hötting.

Brekcja ta niewątpliwie istniała przed ostatnim glacjałem, a w każdym razie przed obrywem Wantul (Romer 1929, Sokołowski 1936). Lodowiec Miętusiej, który przesuwał się w dolinie, nie sięgnął na zbocze dzielące Dolinę Miętusią od Małej Łąki. Wyłącznie wierchowy materiał brekcji leżącej na reglowym środkowym triasie (Rabowski 1955), przy jej piargowym charakterze świadczy o istnieniu w pobliżu stromych zboczy zbudowanych ze skał serii wierchowej. Zbocza takie dzisiaj znajdują się daleko. Wszystko to świadczy o powstaniu brekcji w zupełnie odmiennych warunkach morfologicznych. Wydaje się więc, że należy ją zaliczyć do któregoś ze starszych interglacjałów. Preglacjalny wiek wydaje się być wyłączony. Wynika to z jej stosunkowo niewysokiego położenia hipsometrycznego i z obecności eratyków krystalicznych ponad drogą hawiarską.

Podobna brekcja, również zapewne interglacjalna, znajduje się w Dolinie Małej Łąki pod siodłem Bacug (Rabowski 1930).

Brekcja piargowa o spoiwie martwicowym jest mi również znana z Doliny Cichej. Odsłania się ona pod Beskidem, na nowej magistrali turystycznej, prowadzącej na Kasprowy Wierch, poniżej czapki krystalicznej jądra fałdu Giewontu. Jest to również brekcja kopalna, zapewne interglacjalna, gdyż dzisiaj nie ma w miejscu jej występowania warunków na powstawanie spoiwa martwicowego.

W tatrzańskich brekcjach interglacjalnych, pomimo ich spoiwa martwicowego, nie zachowała się niestety flora ani fauna, która by pozwoliła

na określenie warunków klimatycznych w poszczególnych interglacjałach. Interglacjalne trawertyny z florą i fauną z Gliczarowa na Podhalu opisał B. Halicki (1930). Na wielką skalę rozwinięte są one w Ganowcach na Spiszu.

Jak widać z tego przeglądu, znajomość osadów interglacjalnych w Tatrach ogranicza się do brekcji piargowych. Jest to oczywiście spowodowane wymieceniem niescementowanych osadów przez lodowce oraz intensywnością procesów erozyjnych i denudacyjnych podczas plejstocenu.

Czy jednak w Tatrach nie zachowały się żadne inne osady interglacjalne prócz zwięzłych brekcji piargowych?

Zgodnie z opinią wielu badaczy (Romer 1929, Halicki 1930, Mastalerzówna & Klimaszewski 1938), materiał morenowy pochodzi nie tylko z rozkruszenia i niszczenia (pogłębiania) dna i zboczy bezpośrednio przez lodowiec, lecz składa się głównie z materiału zwietrzałego, nagromadzonego w dolinach podczas interglacjałów. Można więc sobie wyobrazić, że w dolinach niezlodowaconych i tych, gdzie nie rozwinęły się zbyt silne lodowce, mogły przetrwać osady interglacjalne.

Jedną z takich dolin jest Dolina Cicha, niezlodowacona w czasie ostatniego zlodowacenia (Romer 1929). Niektóre starsze stożki piargowe powstały tam w ostatnim interglacjale (Mastalerzówna & Klimaszewski 1938).

Na południowym zboczu Giewontu istnieje kilka starych, nieczynnych dziś i pokrytych roślinnością stożków, które wchodzą pod moreny lawinowe na Hali Kondratowej. Stożki te czynne były zapewne w ostatnim glacjale, jednak rozwój ich mógł być zapoczątkowany jeszcze w czasie ostatniego interglacjału.

Takich starych stożków znajduje się w Tatrach wiele (np. Kira Miętusia w Dolinie Kościeliskiej, Polana Chochołowska, Hala Strążyska).

Zagadnienie wieku stożków nasypowych i napływowych i wyróżnienia wśród nich generacji stożków interglacjalnych, glacjalnych i postglacjalnych nie było właściwie dotychczas stawiane, poza opracowaniem J. Mastalerzówny i M. Klimaszewskiego (1938).

Jest rzeczą wątpliwą, by zachowały się w dolinach pod przykryciem morenowym interglacjalne osady jeziorne.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w grudniu 1957 r.

LITERATURA CYTOWANA

BIRKENMAJER K. 1954. Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych nad neogenem na Podhalu w latach 1949-1951. *W:* Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, Pieninach i na Podhalu (Geological investigations of Podhale Neogene, Central Carpathians. *In:* From the geological researches in Tatra, Pieniny Mountains and in Podhale). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.

DAVIS W. M. 1909. Glacial erosion in North Wales. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 65. London.

GADOMSKI A. 1926. Morfologia glacjalna północnych stoków. Wysokich Tatr. Cieszyn.

GOŁĄB J. 1952. Tektonika Podhala. — Geol. Biul. Inf. P. I. G., z. 1. Warszawa.

HALICKI B. 1925 Kilka uwag o morfologii Podhala (Quelques remarques sur la morphologie de Podhale). — Spraw. Nauk. Koła Geogr. U. J. (C.-R. Ass. Géogr. Univ. Jagiell.) II. Kraków.

— 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. V, z. 3-4. Warszawa.

— 1932 Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich (Quelques remarques sur l'èvolution des vallées tatriques). — Ibidem, t. VII, z. 2. Warszawa.

JAHN A. 1951. Gleby strukturalne w polskiej części Tatr. — Przegl. Geogr., t. 8. Warszawa.

KLIMASZEWSKI M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (Polish Western Carpathians during the Pleistocene-epoch). — Prace Wrocł. Tow. Nauk. (Trav. Soc. Sci. Lettr. de Wrocław), ser. B, nr 7. Wrocław.

— 1950. Morfologia zamknięcia Doliny Białej Wody w Tatrach (Morphology of the head of the White Water Valley in the Tatra Moutains). — Ochrona Przyrody, R. XIX. Kraków.

KOTAŃSKI Z. 1954. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the High-Tatric Triassic in the Tatra Mountains). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV, z. 1. Kraków.

— 1956. Kampil wierchowy w Tatrach (High-Tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.

LENCEWICZ S. 1937. Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich (Remarques sur la glaciation dans les Hautes Tatra).

LUCERNA R. 1908. Glazialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Bd. 117. Wien.

ŁOZIŃSKI W. 1910. Karkonosze a Tatry. — Pam. Tow. Tatrz., 31. Kraków.

MAŁKOWSKI S. 1924. O morenie lodowca tatrzańskiego w okolicy Nowego Targu (Sur une moraine de l'ancien glacier du Haut-Tatra, decouverte aux environs de Nowy Targ). — Kosmos 49. Lwów.

De MARTONNE E. 1911. Étude morphologique des Alpes Orientales (Tauern) et des Karpates septentrionales (Tatra). — Bull. Géogr. et descript., nr 3. Paris.

MASTALERZÓWNA J. & KLIMASZEWSKI M. 1938. Morfologia glacjalna Doliny Cichej w Tatrach (Glazialgeomorphologie des Cichatales in der Tatra). — Wiad. Geogr., nr 1. Kraków.

PARTSCH J. 1907. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. — Ber. Sächs. Ges. Wiss., Bd. LX. Leipzig.

— 1923. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig.

PASSENDORFER E. 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XX. Kraków.

— 1955. Jak powstały Tatry. Wyd. III. Warszawa.

PENCK A. & BRÜCKNER E. 1901-1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.

RABOWSKI F. 1930. Dyluwialne martwice wapienne w Tatrach (Tufs calcaire quaternaires dans la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 27 Warszawa.

— 1955. Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich (Carte géologique de la série haut-tatrique des Tatras Polonais). Wyd. Geol. Warszawa.

RADOMSKI A. 1957. Uwagi o sedymentacji fliszu podhalańskiego (Remarks on the sedimentation of the Podhale Flysch). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI, z. 2. Kraków.

ROMER E. 1927. Najstarszy okres lodowy w Tatrach. II Zjazd Słow. Geogr. i Etnografów (La plus ancienne periode glac. dans la Tatra. C.-R. II-me Congrès Géogr. et Ethnogr. Slaves). Kraków.

— 1929. Tatrzańska epoka lodowa (The Ice Age in the Tatra Mts.). — Prace Geograficzne, t. XI. Lwów.

RUDNICKI J. 1958. Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła (The genetics of caves in the Lodowe Źródło cavernous system and their relationship with the Dolina Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/2. Warszawa.

SAWICKI L. 1909. Z fizjografii Karpat Zachodnich (Physiografische Studien aus westgaliz. Karpathen). — Geogr. Jber. Oesterr. VII. Wien, Lwów.

SOKOŁOWSKI S. 1936. Wantule („Wantule" dans les Tatras). — Ochrona Przyrody, R. XVI. Kraków.

SZAFLARSKI J. 1937. Ze studiów nad morfologią i dyluwium południowych stoków Tatr (Morphologische und glazialgeologische Studien auf dem Südhang der Tatra). — Prace Inst. Geogr. U. J. (Trav. Univ. Cracovie), z. 19. Kraków.

UNRUG R. 1957. Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca (Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec valley, Western Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VII/2. Warszawa.

ZEUSCHNER L. 1856. Ueber eine alte Längsmoräne im Thale des Biały Dunajec bei dem Hochofen von Zakopane in der Tatra. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Bd. 21. Wien.

З. КОТАНЬСКИ

ДОЛЕДНИКОВЫЕ И МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОСАДКИ В ТАТРАХ

(Резюме)

Найденная на вершине Червоных Верхов (Западные Татры — фиг. 1) усыпная брекчия с травертиновым соединяющим веществом, лежит на довольно плоской поверхности и образовалась в совершенно различных от современных морфологических условиях у подножия стока, которого реконструкция представлена на фиг. 2.

После проведения рассуждений на тему доледникового рельефа Татр (фиг. 3) и темпа эрозии в плейстоцене, автор приходит к заключению, что вершинная поверхность Червоных Верхов (2100 м.) а также усыпная брекчия происходят вероятно из доледниковой эпохи. Можно предполагать, что денудация Татр после уступления палеогенского моря произошла в двух эрозионных циклах.

В нескольких пунктах Западных Татр были найдены межледниковые усыпные брекчии, прикрытые мореной (фиг. 4), или без моренного покрова. Некоторые старые конусы выноса в Татрах происходят тоже из последнего межледникового периода.

Z. KOTAŃSKI

PREGLACIAL AND INTERGLACIAL DEPOSITS IN THE TATRA MTS.

(Summary)

The travertine cemented talus breccia, discovered at the summit of Mount Ciemniak in the Czerwone Wierchy massif of the Western Tatra Range (fig. 1), has been formed at the base of the mountain slope — whose reconstruction is shown in fig. 2 — under completely different morphological conditions.

In order to determine the age of the breccia the writer has devoted some time to extensive geomorphological speculations primarily concerned with the detection within the Tatra Mts. of relicts of Preglacial morphology (fig. 3). According to Lucerna's opinion (1908) these forms were nearly completely obliterated during the Pleistocene in result of incision work caused by glacier cirques and periglacial activities. It is the writer's belief that conditions which had prevailed during the Quarternary in the Czerwone Wierchy massif allowed for the persistance there of Preglacial

relief forms but slightly altered. It is not out of the question that the flat plane summit surface (2100 m.) here, as in the Karkonosze Range of the Sudeten Mts., represents relicts of the Miocene peneplain which developed during the first cycle of erosion after the Paleogene emersion. Hence the poligenic character of Preglacial surface.

The age of the talus breccia cannot be accurately determined. Most probably it is a Preglacial deposit, though it may be possibly referred to Miocene or interglacial times.

Talus breccias have been also recorded from several other sites. These, owing to their morphological position, should be referred to the interglacial period. One of these breccias has a moraine cover (fig. 4).

Within the Tatra Mts., besides relatively compact travertine deposits, some now inactive talus fans are referable to the last interglacial period. These fans are situated within valleys where the work of glaciers during the last glaciation was not very intense.

Laboratory of Dynamic Geology
at the Warsaw University
Warszawa, December 1957

WOJCIECH JAROSZEWSKI

Tektonika serii wierchowej na wschodnim zboczu Bobrowca

STRESZCZENIE: Na wschodnim zboczu Bobrowca w Tatrach w obrębie serii Kominów Tylkowych rozpoznano szereg struktur fałdowych, które dowodzą, że również poza strefą korzeniową fałdów wierchowych, parautochtoniczna część serii osadowej Tatr mogła podlegać znacznym zaburzeniom tektonicznym.

WSTĘP

Zachodnie zbocze Dol. Chochołowskiej na omawianym obszarze, przypadającym na przełomowe zwężenie doliny zwane Wyżnią Bramą Chochołowską, jest wyjątkowo strome i obfituje w liczne grupy skalne. Są to przede wszystkim: Olejarnia o kształcie charakterystycznego łuku wygiętego ku północy, na południe od niej położone długie pasmo skał Zawiesistej i górująca nad całym obszarem wybitna grupa Wielkich Turni — Organów (fig. 2 oraz pl. XXXII i XXXIII, fig. 1 i 2). Rejon ten, wraz z częścią stoków Bobrowca wznoszącą się dalej na południe, tj. nad Polaną Chochołowską, jest jednym z najmniej poznanych geologicznie obszarów serii wierchowej w Tatrach. Zajmował się nim dotychczas właściwie tylko F. Rabowski (1933, 1955), który jednak poświęcił mu niewiele uwagi i dlatego mapa jego (1955) wymaga na tym odcinku szeregu uzupełnień. Ostatnio serię wierchową na południowych stokach Bobrowca opracowywał Z. Wójcik (1956). W latach 1955-57 poczyniłem tu szereg obserwacji, dotyczących głównie tektoniki serii wierchowej w grupie Olejarni — Zawiesistej. Jest to bowiem obszar, który ze względu na swoje położenie (fig. 1) pozwala na powiązanie serii wierchowej ze zboczy Bobrowca z lepiej poznanymi terenami w masywie Kominów Tylkowych.

OGÓLNA SYTUACJA TEKTONICZNA

Na opisywanym obszarze występują utwory zarówno serii wierchowej, jak i reglowej. Seria wierchowa uformowana jest w szereg fałdów zbudowanych z utworów liaso-doggeru i malmo-neokomu (fig. 2), należą-

cych do serii Kominów Tylkowych. Zwrócił na nie uwagę F. Rabowsk (1933), pisząc, że seria wierchowa jest „zdygitowana w dol. Chochołow skiej w niewielkie fałdy obalone, widoczne na jej zboczach". Fałdy wier

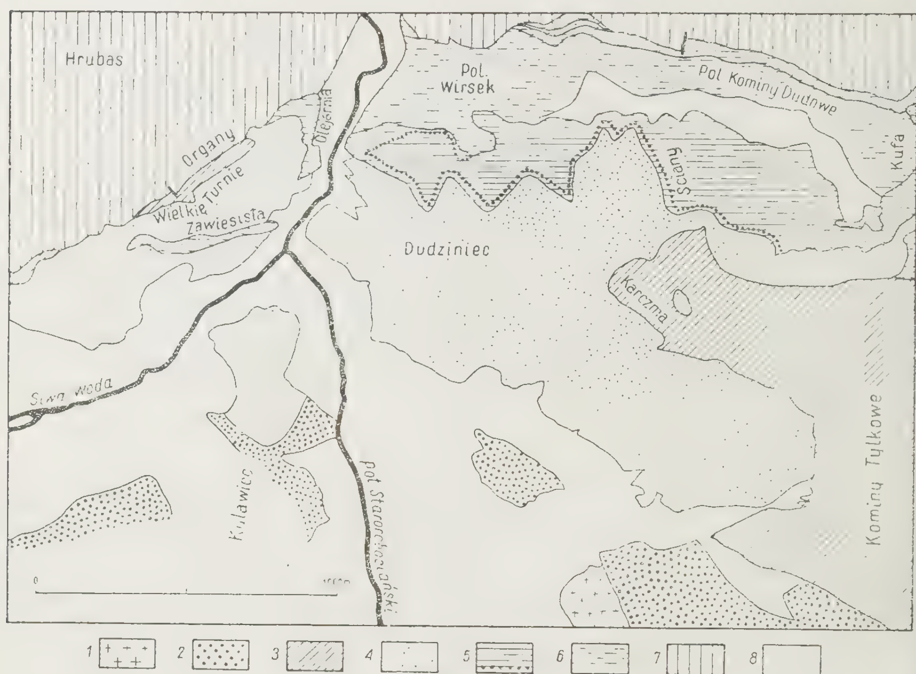


Fig. 1

Sytuacja geologiczna opisywanego obszaru
(wg Rabowskiego, nieco uproszczone)

1 trzon krystaliczny; seria wierchowa: *2* werfen, *3* trias środkowy, *4* lias, *5* malmo-neokom (z poziomem wapieni bulastych w spągu), *6* alb; seria reglowa: *7* trias; *8* czwartorzęd

Geological sketch map of the described region
(after Rabowski, somewhat generalised)

1 crystalline core; high-Tatric series: *2* Werfenian, *3* Middle Triassic, *4* Lias, *5* Malm-Neocomian with a horizon of limestone lenses at bottom; sub-Tatric series: *7* Triassic; *8* Quaternary beds

chowe zajmują cały stok w grupie Olejarni — Zawiesistej, podchodząc aż pod wyższe ściany Wielkich Turni. Utwory starsze, kontaktujące bezpośrednio z podłożem krystalicznym, odsłonięte są dopiero w grzbiecie Kulawca, gdzie reprezentowane są one tylko przez werfen i retyk, brak zaś jest triasu środkowego (fig. 1). Trias środkowy występuje natomiast

v turniach Organów i w wyższych partiach Wielkich Turni nad liasowo-malmowym obszarem Olejarni — Zawiesistej (Rabowski 1955). Należy on tam jednak już do wyższej jednostki tektonicznej i snuje się bezpośrednio w spągu triasu płaszczowiny reglowej dolnej, który występuje wyżej na stoku, wypełniając centrum depresji Bobrowca. Widać więc, że intensywnemu przefałdowaniu na wschodnim zboczu Bobrowca uległy przede wszystkim utwory serii Kominów Tylkowych, co jak na obszar nie związany bezpośrednio ze strefą korzeniową głównych wierchowych jednostek fałdowych, jest w Tatrach zjawiskiem stosunkowo rzadkim.

ELEMENTY TEKTONICZNE SERII PARAUTOCHTONICZNEJ

Łuska Olejarni

Charakter przefałdowań serii Kominów Tylkowych na wschodnim zboczu Bobrowca można odczytać już częściowo z mapy F. Rabowskiego (1955) oraz z uzupełnionej mapy geologicznej (fig. 2). Śledząc budowę zbocza doliny z północy na południe, dostrzegamy najpierw skalny łuk Olejarni, zbudowany z wapieni malmo-neokomu. Lewe ramię tego łuku obcięte jest wielkim uskokiem, doprowadzającym malm do kontaktu ze środkowym triasem. Prawe natomiast na mapie Rabowskiego (1955) kończy się w rejonie Wyżniej Bramy Chochołowskiej; w wyniku skartowania tego terenu (fig. 2) okazało się jednak, że malmo-neokom Olejarni ma swoje przedłużenie ku WSW, dochodzące aż pod ściany liasowych Wielkich Turni. W ten sposób lias, który widoczny jest na mapie powyżej skał Olejarni, „pływa" na malmo-neokomie, który intersekcyjnie spod niego wychodzi w postaci charakterystycznego łuku na północy i jego przedłużenia na południu (pl. XXXII i XXXIII, fig. 1). Daleko sięgające pokrycie liasem malmo-neokomu Olejarni potwierdzają wyniki badań jaskini Chochołowskiej Szczeliny, która — jak się okazało — aż po partie końcowe rozwinięta jest w wapieniach malmo-neokomu. Otwór dolny jaskini mieści się w pobliżu prywatnego schroniska (fig. 2); jeśli zrzutować na mapę geologiczną długość jej głównego ciągu, która według planu K. Kowalskiego (1953) wynosi w linii prostej ok. 320 m, otrzymuje się punkt projekcyjny zachodniego krańca jaskini na wysokości górnej granicy pasma wierchowego triasu (na jego kontakcie z triasem reglowym — c na fig. 2). Co najmniej tak daleko sięga więc malm Olejarni w podłożu spoczywającego na nim liasu, a także — jak widać — triasu środkowego. Sam malm (malmo-neokom) wraz ze swoim nadkładem jest jednak również obalony na margliste łupki albu, których wychodnie widoczne są już z dna doliny na stoku pod wapiennym urwiskiem Olejarni (pl. XXXIII, fig. 1); na mapie Rabowskiego (1955) są w tym miejscu zaznaczone aluwia rzeczne.



1 2 3 4 5 6 7 8 9

Fig. 2

Odkryta mapa geologiczna rejonu Olejarni — Zawiesistej

Seria wierchowa: *1* trias środkowy (granice wg F. Rabowskiego), *2* liaso-dogg· *3* malmo-neokom, *4* alb; seria reglowa: *5* trias środkowy (w spągu miejscami strzę: werfenu); *6* większe uskoki; *7* ważniejsze jaskinie; *8* zachodni kraniec jaskini Ch chołowskiej Szczeliny (w głębi); *9* prywatne schronisko turystyczne. *Z* jaskinia Zbc nicka Dziura, *CH* jaskinia Chochołowska Szczelina

Obszar Olejarni stanowi zatem brzuszne skrzydło leżącego fałdu, :tórego skręt czołowy zachował się częściowo w szczytowych skałkach ej grupy (p. 1163 m). Fałd ten uległ jednak daleko idącym deformacjom. V okolicy wylotu jaskini Zbójnickiej Dziury (fig. 3) odsłonięty jest kontakt



Fig. 3

Schematyczny szkic szczytowych skałek Olejarni (od E)
M malm (bez oznaczeń — malm nieodsłonięty), *L* liaso-dogger (linie mniej więcej odpowiadają położeniu warstw), *Pt* liasowy porwak tektoniczny, *Z. D.* jaskinia Zbójnicka Dziura

Diagrammatic sketch of Olejarnia summit (eastern view)

M Malm (subsurface Malm beds without marks), *L* Lias--Dogger (approximate position of beds indicated by lines), *Pt* tectonic Lias fragment torn away, *Z. D.* Zbójnicka Dziura Cave

iaso-doggeru z malmem, gdzie zamiast związków stratygraficznych istnie-je wyraźna nieciągłość tektoniczna. Na dłuższej przestrzeni (główny ko-rytarz jaskini rozwinięty jest dokładnie wzdłuż płaszczyzny kontaktu) można tam śledzić liczne płaszczyzny zlustrowane, bloki wapieni pla-stycznie zdeformowane między powierzchniami poślizgu, brekcje, a na-

---

Geological map of the Olejarnia — Zawiesista region

High-Tatric series: *1* Middle Triassic (boundaries after F. Rabowski), *2* Lias-Dogger, *3* Malm-Neocomian, *4* Albian; sub-Tatric series: *5* Middle Triassic (with scarce Werfenian relicts at bottom); *6* major faults; *7* chief caves; *8* westerly end of the Chochołowska Szczelina Cave (subsurface); 9 hostel. Z. Zbójnicka Dziura Cave, *CH* Chochołowska Szczelina Cave

wet większy porwak tektoniczny (fig. 3). Co najważniejsze jednak, uwa stwienie w obrębie skał liaso-doggeru, aczkolwiek słabo widoczne, zda się być prawie prostopadłe do powierzchni kontaktu. Dość znaczne dy kordancje, brekcje tektoniczne, a nawet objawy pewnej dynamometa morfozy można obserwować także na kontakcie wapieni malmo-neoko mu z marglistymi łupkami albu (pl. XXXIII, fig. 2). Fakty te dowodzą, ż w obrębie pierwotnie fałdowej struktury Olejarni nastąpiły znaczne zlu nienia i wzajemne przesunięcia różniących się litologicznie pakietów ska nych. Przy tym amplituda przesunięć musiała być dość znaczna, skor miejscami kontakty tych zespołów przybrały postać nasunięć ze ścina nia (fig. 3).

Odtworzenie skrętu korzeniowego fałdu Olejarni nie jest możliw Pasmo malmo-neokomu, zamykające od południa obszar nasuniętego lia su, śladów tego skrętu nie wykazuje. Musiał on zatem leżeć wyżej, i — jak można sądzić ze stosunków na zboczu doliny — uległ rozerwani (ścięciu) zapewne równocześnie z ruchami ścinającymi w obrębie sameg fałdu. Przy tym skrzydło brzuszne tego ostatniego w sąsiedztwie skręt uległo zupełnemu wyprasowaniu; dlatego cały ten element tektoniczn określam jako łuskę Olejarni.

Pasmo malmo-neokomu nad schroniskiem

Łuska Olejarni podesłana jest przez pasmo malmo-neokomu, two rzące strome ściany nad prywatnym schroniskiem turystycznym (fig. 2 Według mapy Rabowskiego (fig. 1) kończy się ono tuż nad schroniskiem udało się jednak prześledzić je aż pod liasowe ściany Wielkich Turn (fig. 2 oraz pl. XXXII i XXXIII, fig. 1). W odróżnieniu od pasma Olejarn w serii wapiennej nad schroniskiem można ustalić pewną stratygrafię U dołu (przy kontakcie z liaso-doggerem) leżą tam różowe wapienie bu laste, uważane za spągowy poziom malmu (Rabowski 1954, 1955) lub z kelowej. Zaznaczają się one na zboczu jako czerwonawe pasmo u podnóż litej ściany wapiennej, widoczne z drogi idącej dnem doliny. Powyżej nich spoczywa jednolita seria wapienna, w której kolejność odcieni skał ni różni się od normalnego ich następstwa w malmo-neokomie serii Kominów Tylkowych. Widać więc, że pasmo malmo-neokomu nad schroniskiem stanowi normalny nadkład leżącej dalej na południe serii liasowej i ni wykazuje większych zaburzeń.

Powierzchnia kontaktu łuski Olejarni z tym pasmem najprawdopo dobniej predysponowała przebieg Chochołowskiej Szczeliny; stąd prosto linijność jej głównego ciągu i wybitnie szczelinowy charakter jaskini.

Synklinalne pasmo malmu Zawiesistej

Kilkusetmetrowej szerokości pas skał liasowych oddziela „normalne“ pasmo wapieni malmo-neokomu od następnej ich smugi, ciągnącej się równolegle do poprzedniej w rejonie skał Zawiesistej (fig. 2 oraz pl. XXXIII, fig. 1). Smuga ta otoczona jest ze wszystkich stron utworami liasu. Ku górze urywa się dość gwałtownie opodal ścian turni zwanych Piece, a ku dołowi stopniowo się zwęża, wyklinowując się intersekcyjnie przed dojściem do dna doliny. Okoliczności te w połączeniu z opisanymi powyżej stosunkami w rejonie Olejarni i sytuacją na przeciwległym zboczu doliny (Dudziniec) przemawiają za interpretowaniem tego pasma jako wstecznie zafałdowanej synkliny, której związek z właściwym pasmem malmo-neokomu Kominów Tylkowych, widocznym nad schroniskiem, jest już tylko powietrzny, gdyż uległ przerwaniu przez erozję.

Stratygrafia opisywanego pasma nie może dostarczyć potwierdzenia tego wniosku, gdyż w przypadku fałszywej antykliny następstwo warstw byłoby takie samo. Trudno jest też nawiązać strukturę Zawiesistej do zafałdowań znanych na stokach Bobrowca nad pol. Chochołowską (Rabowski 1955, Wójcik 1956), ponieważ większość ich występuje dużo dalej na zachód, a poza tym są to przeważnie komplikacje przywiązane do samego spągu nasunięcia reglowego. W świetle danych, zebranych na opisywanym obszarze, najsłuszniejsze wydaje się jednak interpretowanie pasma Zawiesistej tak, jak to przedstawia przekrój na fig. 4.

Jest rzeczą ciekawą, że synklina Zawiesistej posiada wtórne nachylenie ku północy, które nawet — jak wynika z intersekcji — zwiększa się ku dołowi. Okoliczność ta dowodzi stosunkowo znacznej intensywności deformacji fałdowych.

NASTĘPSTWO RUCHÓW

Prawie dokładnie równoległy przebieg pasma Zawiesistej i smugi malmo-neokomu nad schroniskiem wskazuje, że sfałdowanie całego tego obszaru odbyło się pod wpływem wspólnej przyczyny. Zupełnie odmienny kierunek ma natomiast pasmo wierchowego triasu środkowego, ciągnące się w szczytowych partiach Wielkich Turni (fig. 2 i pl. XXXIII, fig. 1 i 2). Znaczna dyskordancja tego pasma w stosunku do fałdów liasowo-malmowych i jego wyraźne przywiązanie do spągu strefy reglowej skłaniają do traktowania go jako swego rodzaju porwaka reglowego, przy czym między sfałdowaniem wierchowego podłoża a nasunięciem jednostek reglowych musiała tu być pewna przerwa czasowa. Trudno jest rozstrzygnąć, jakiej jednostce wierchowej może odpowiadać trias środkowy na zboczu

Bobrowca. Najprawdopodobniej jednak są to silnie zredukowane szczątk fałdu Czerwonych Wierchów albo elementu pośredniego między tym fał dem a strefą Kominów Tylkowych — jednostki Świerkul (Jaroszewsk 1957), co wydaje się jednak mniej prawdopodobne ze względu na zupeł ny brak środkowego triasu w tej jednostce.

Pewna dwufazowość ruchów na tym obszarze odbiła się także na strukturze łuski Olejarni. Faza tworzenia się fałdów wierchowych przy niosła uformowanie leżącego fałdu, a także, przynajmniej w grubszych zarysach, wstecznego zafałdowania Zawiesistej. To ostatnie jest zresztą szczególnie ciekawe, gdyż świadczy o dużym natężeniu ruchów fałdowych

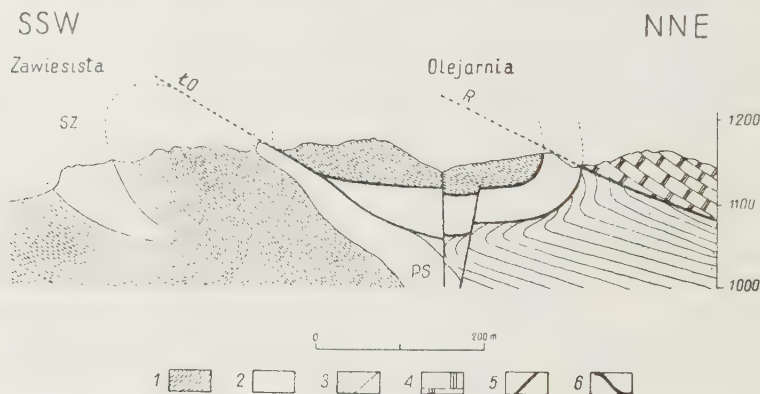


Fig. 4

Przekrój tektoniczny rejonu Olejarni — Zawiesistej

Seria wierchowa: *1* liaso-dogger, *2* malmo-neokom, *3* alb; seria reglowa: *4* trias środkowy; *5* uskoki; *6* powierzchnie nasunięć, ścięć i zluźnień. *R* płaszczowina reglowa dolna, *ŁO* łuska Olejarni, *PS* pasmo malmo-neokomu nad schroniskiem, *SZ* synklina Zawiesistej

Tectonic section of the Olejarnia — Zawiesista region

High-Tatric series: *1* Lias-Dogger, *2* Malm-Neocomian, *3* Albian; sub-Tatric series: *4* Middle Triassic; *5* faults; *6* overthrust-, shearing and detachment planes. *R* lower sub-Tatric nappe, *ŁO* Olejarnia stretch thrust, *PS* Malm-Neocomian range above the hostel, *SZ* Zawiesista syncline

Faza ruchów reglowych, najprawdopodobniej zresztą poprzez bezpośredni wpływ nasuwających się płaszczowin, spowodowała powstanie szeregu ścięć, wzajemnych przesunięć kompleksów skalnych, a wreszcie całego szeregu uskoków. Możliwe nawet, że zniszczenie grzbietowego skrzydła struktury Olejarni było częściowo dziełem tektonicznej gradacji przez płaszczowinę reglową (fig. 4).

ZAGADNIENIE WTÓRNYCH ZAFAŁDOWAŃ SERII KOMINÓW TYLKOWYCH

Opisane tu zafałdowania w strefie parautochtonicznej, jakkolwiek na tym obszarze wyjątkowo intensywne, mają pewne odpowiedniki w masywie Kominów Tylkowych. I tak, na północnych stokach tego masywu można znaleźć ślady całego ciągu obaleń skierowanych ku północy, od widocznego w profilu Rabowskiego (1931) „wybrzuszenia liasowego" Kufy, poprzez gwałtowne rozszerzenie wychodni liasu na W od Ścian, malmowy „język" zafałdowany wraz z albem na S od pol. Wirsek, aż po stok Dudzińca naprzeciwko Olejarni, gdzie widoczne na mapie Rabowskiego (fig. 1) charakterystyczne zdwojenie poziomu wapieni bulastych również sygnalizuje istnienie silnych obaleń. W sumie jest to więc ciągnący się na znacznej przestrzeni element antyklinalny, który ku zachodowi podlegał coraz silniejszym obaleniom, aż do wtórnego przechylenia ku północy. Za przedłużenie tego elementu można uważać wtórnie zdeformowaną łuskę Olejarni.

Być może, że wśród niezbyt dobrze jeszcze poznanych zafałdowań serii wierchowej na zachodnich stokach Kominów Tylkowych, znalazłyby się jeszcze także jakieś odpowiedniki synkliny Zawiesistej.

Jak widać na opisywanym obszarze zachodzi pewna regularność, polegająca w zasadzie na wzroście intensywności zafałdowań strefy parautochtonicznej ku zachodowi. Towarzyszy mu większe „spiętrzenie" fałdów w tym kierunku, wyrażające się we wzroście nachyleń poprzecznych osi fałdów. Zjawiska te mogą być objawem wpływu, jaki wywiera na styl tektoniczny lokalna depresja Bobrowca.

Wyniki przytoczonych tu obserwacji wskazują, że seria Kominów Tylkowych nawet na obszarach nie związanych bezpośrednio ze strefą korzeniową fałdów wierchowych, może podlegać znacznym deformacjom fałdowym. W wyniku tych deformacji mogą powstawać struktury, przypominające zgoła styl budowy wierchowych jednostek fałdowych; szczególnie ciekawe jest, że może dojść nawet do wstecznych zafałdowań o wtórnie północnej wergencji osi poprzecznej (synklina Zawiesistej). W tym świetle wnioski A. Michalika (1955), oparte na występowaniu w obrębie trzonu krystalicznego utworów werfeńskich o północnych upadach, wydają mi się zbyt daleko idące. Jak wiadomo, autor ów zakwestionował na tej podstawie „autochtoniczność" serii Kominów Tylkowych i uznał wystąpienia werfenu wśród utworów krystalicznych (np. na Ornaku), interpretowane dotychczas jako synklinalne zafałdowania serii osadowej w krystalinik (Rabowski 1931), za zredukowaną pokrywę osadową właściwego trzonu, oddzielającą go od krystalicznego jądra jednostki Kominów Tylkowych.

Nie wdając się w dyskusję co do interpretacji poszczególnych odsłonięć, z których nie wszystkie znane mi są z autopsji, pragnę jedynie stwierdzić, że zafałdowania strefy parautochtonicznej na wschodnim zboczu Bobrowca wskazują na możliwość dużo większych deformacji tej strefy, aniżeli to się przyjmowało dotychczas. O tym, że nie jest to tylko zjawisko lokalne, świadczą analogiczne struktury spotykane na południowych stokach Bobrowca, na Kopieńcu (Kotański 1958) i w masywie Kominów Tylkowych. Wobec możliwości tak intensywnych zafałdowań wydaje się, że owe wystąpienia utworów werfenu o północnych upadach, do których tak dużą wagę przywiązuje Michalik (1955), nie są wystarczającym dowodem na to, że utwory te tworzą odrębną jednostkę fałdową, gdyż mogą być interpretowane jako wstecznie zafałdowane synkliny.

W zakończeniu pragnę podziękować prof. K. Guzikowi za dyskusję nad zagadnieniami tektoniki obszaru Bobrowca. W szczególności zaś dziękuję kand. nauk Z. Kotańskiemu za wielokrotne życzliwe uwagi dotyczące treści i formy mego opracowania.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w listopadzie 1957 r.

LITERATURA CYTOWANA

JAROSZEWSKI W. 1957. Geologia pasma Świerkul (On the geology of the Świerkule range in the Tatra mountains). — Acta Geol. Pol., vol. VII/4. Warszawa.

KOTAŃSKI Z. 1958. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.). W druku. Warszawa.

KOWALSKI K. 1953. Jaskinie Polski. Część II (Les cavernes de la Pologne. II-ème partie). Państw. Muz. Archeologiczne. Warszawa.

MICHALIK A. 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série haut-tatrique dans la région de Liliowe et da la Mała Koszysta). — Biul. I. B. (Bull. Inst. Géol. Pol.), 96. Warszawa.

MŁODZIEJOWSKI J. 1934. Rola „kwarcytów" permo-triasowych w krajobrazie tatrzańskim. — Kosmos, t. 57. Lwów.

RABOWSKI F. 1931. Cztery przekroje geologiczne między doliną Kościeliską a doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les valées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI. Warszawa.

— 1933. Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej (Observations géologiques dans le massif Osobita). — Ibidem, t. VII. Warszawa.

— 1954. Badania w grupie Kominów Tylkowych, wykonane w r. 1938 (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe dans la Tatra exécutées en 1938). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.

— 1955. Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich (Carte géologique de la série haut-tatrique de Tatras Polonais). Wyd. Geologiczne. Warszawa.

WÓJCIK ZB. Serie wierchowe na lewym zboczu Doliny Chochołowskiej od Przełęczy Bobrowieckiej do Zawiesistej (praca magisterska nie publ., wykonana w Zakładzie Geologii Dyn. Un. Warsz.).

В. ЯРОШЕВСКИ

ТЕКТОНИКА ВЕРХОВОЙ (ВЕРХНЕТАТРАНСКОЙ) СЕРИИ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ БОБРОВЦА В ТАТРАХ

(Резюме)

Паравтохтонная серия Тыльковых Коминов в Татрах не обнаруживает обыкновенно значительных тектонических деформаций вне пределов коренной зоны верховых складок. Тем более интересным фактом было констатирование на восточном склоне Бобровца (Западные Татры, фиг. 1, 2) довольно разнообразной складчатой структуры (фиг. 3, 4), только до некоторой степени измененной более поздними деформациями. Этот факт доказывает, что осложнения в структуре паравтохтонной серии в некоторых местах могут быть однакоже довольно значительны и что для их объяснения не является необходимым признание этой серии обособленной складчатой единицей.

W. JAROSZEWSKI

TECTONICS OF THE HIGH-TATRIC SERIES ON THE EASTERN SLOPE OF MOUNT BOBROWIEC

(Summary)

ABSTRACT: On the eastern slope of Mount Bobrowiec in the Tatra Range, within the Kominy Tylkowe series, a number of fold structures has been noted. These indicate that, outside the root zone of high-Tatric folds, the parautochtonic part of the sedimentary series of the Tatra Range may also have experienced major tectonic disturbances.

Basally the eastern slope of Mount Bobrowiec within the Western Tatra (the Chochołowska Valley) is made up of the parautochtonic Kominy Tylkowe series overthrust by Triassic deposits of the lower sub-Tatric nappe. At the base of the overthrust bands extend of high-Tatric Middle Triassic deposits, probably representing remnants of the Czerwone Wierchy fold.

Lias-Dogger, Malm-Neocomian and Albian rocks are represented within the Kominy Tylkowe series. The Albian occurs in the northernmost part; from the south it is discordantly overlapped by the lower limb of the recumbent fold, by the present writer named the Olejarnia stretch thrust. This limb is built up of Malm-Neocomian limestones overlaid by Lias-Dogger deposits which constitute the core of the fold.

The contact of these series is now in the form of a surface truncated by overthrust which, together with the partial compression of the lower limb of the whole structure, is probably due to secondary deformations associated with sub-Tatric overthrusting. Originally however, it constituted a regular recumbent fold which was the westerly extension of a series of overturned folds traceable in the northern slopes of Kominy Tylkowe.

To the south, the Olejarnia stretch thrust is bounded by a belt of Malm-Neocomian rocks concordantly overlying the Liassic series extending farther south. Within this series the occurrence is still noted of one band of Malm-Neocomian deposits, tapering out intersectionally in the direction of the valley bottom. This band may be regarded as a syncline folded to the rear whose connection with the normal belt of Malm-Neocomian rocks has been detached by erosion.

The relatively great diversity of tectonics observed within so small an area as that of the Bobrowiec slope reasonably suggests that in the parautochtonic series — (outside of the root zone of the Czerwone Wierchy and Giewont folds) — tectonic disturbances may have occurred, markedly more intense than has hereto been supposed. This eventuality may interpret many a fact which led A. Michalik (1955) to introduce one more unit, lying still lower than the Kominy Tylkowe series.

Laboratory of Dynamic Geology
at the Warsaw University
Warszawa, November 1957

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXXII-XXXIII

DESCRIPTION OF PLATES XXXII-XXXIII

PL. XXXII

Wschodnie zbocze Bobrowca i lewa strona Wyżniej Bramy Chochołowskiej widziane od NE, ze szczytu Kalwarii

Eastern slope of Mount Bobrowiec and left portion of Wyżnia Brama Chochołowska, north-eastern view from Kalwaria Peak

PL. XXXIII

Fig. 1

Panorama geologiczna wschodniego zbocza Bobrowca i lewej strony Wyżniej Bramy Chochołowskiej

G trzon krystaliczny; seria wierchowa: T_w werfen, $T_{śr}$ trias środkowy, J_l liaso-dogger, J_m malmo-neokom, K_a alb; seria reglowa: T_R trias

Geologic panoramic view of the eastern slope of Mount Bobrowiec and left portion of Wyżnia Brama Chochołowska

G crystalline core; high-Tatric series: T_w Werfenian, $T_{śr}$ Middle Triassic, J_l Lias-Dogger, J_m Malm-neocomian, K_a Albian; sub-Tatric series: T_R Triassic

Fig. 2

Ściana Olejarni widziana od E, z przeciwległego zbocza doliny

Seria wierchowa: T trias środkowy, J_l liaso-dogger, J_m malmo-neokom, K_a alb; seria reglowa: T_R trias

Olejarnia flank, eastern view from opposite valley slope

High-Tatric series: T Middle Triassic, J_l Lias-Dogger, J_m Malm-Neocomian, K_a Albian; sub-Tatric series: T_R Triassic



Fig. 1

Fig. 2

:RENA DMOCH

Jura opoczyńska

STRESZCZENIE: Wapienie z Opoczna (północne obrzeżenie mezozoiczne Gór Święokrzyskich), zaliczane dotychczas do poziomu *Peltoceras bimammatum* z dolnego nalmu, należą do niższego poziomu — z *Cardioceras alternans*. Brak w wapieniach nateriału detrytycznego i ich charakter zbliżony do scyfiowego świadczy, że tworzyły się one daleko od brzegu, w niegłębokim zbiorniku.

WSTĘP

Okolice Opoczna pod względem geologicznym należą do północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i leżą we wschodnim obramowaniu niecki tomaszowskiej. Odsłaniają się tutaj wapienie dolnego malmu, które występują dalej na S w Miedznie Drewnianej, Paradyżu, Dąbrowie i Kurnędzu. Odsłonięcia w Opocznie należą do najdalej wysuniętych na północ wychodni malmu północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, są więc ważnym punktem wiążącym jurę Gór Świętokrzyskich z jurą wału kujawskiego.

Pracę nad jurą opoczyńską prowadziłam pod kierunkiem prof. dr. E. Passendorfera, któremu za cenne wskazówki składam serdeczne podziękowanie. Dziękuję również prof. dr M. Turnau-Morawskiej za życzliwe uwagi w sprawie litologii wapieni opoczyńskich, a dr M. Wiśniewskiej-Żelichowskiej za sprawdzenie oznaczeń fauny rynchonellowej.

Geologia okolic Opoczna była przedmiotem badań niewielu autorów. Pracował na tym terenie A. Michalski (1884, 1885, 1888) a później J. Lewiński (1908, 1912). Nowsze prace o charakterze przyczynkowym prowadzone były przez E. Passendorfera (1925-1935) i St. Zb. Różyckiego (1939). Podstawową pracą dotyczącą stratygrafii malmu opoczyńskiego jest praca J. Lewińskiego (1908). Na podstawie fauny znalezionej w Opocznie zalicza on utwory tam występujące do poziomu *Peltoceras bimammatum*. Są to więc — jego zdaniem — utwory górnego oksfordu, rozumianego w szerokim znaczeniu, lub — w węższym znaczeniu — rauraku.

W czasie prac prowadzonych przeze mnie na tym terenie w latach 1955 i 1956, miałam możność zebrania nowego materiału dotyczącego utworów geologicznych odsłoniętych na terenie Opoczna, a szczególnie ich stratygrafii i nie opisywanej dotychczas litologii.

OPIS ODSŁONIĘĆ

Malm na terenie Opoczna odsłania się w kilku kamieniołomach zgr powanych na obszarze miasta (fig. 1). Największe trzy łomy znajdują s przy ulicy Partyzantów (I — „na Ściegnach", II — „na Skale", III – „kamieniołom pod wapiennikami"), a jeden przy ulicy Piotrkowskiej (IV – „na Górkach"). Nieco dalej od poprzednich położony jest kamieniolo „przy starostwie", na prawym brzegu Drzewiczki. Eksploatacja prow dzona jest tylko „na Skale" (fig. 1).



Fig. 1

Rozmieszczenie odsłonięć malmu na terenie Opoczna

Distribution of Malm quarries within the Opoczno area

I — „na Ściegnach", II — „na Skale", III — „pod wapiennikami", IV — „na Górkach", V — „przy starostwie"

We wszystkich kamieniołomach odsłania się jedna i ta sama ser skalna. Profile litologiczne poszczególnych kamieniołomów są niem identyczne, toteż ograniczę się tylko do opisu najciekawszych.

Kamieniołom „na Górkach"

Maksymalna wysokość odsłoniętych ścian wynosi tutaj około 13 m W kamieniołomie tym są widoczne zbite wapienie dolnego malmu. Nac kład nad litą skałą stanowi zwietrzelina, przykryta na północnej ścia nie rdzawą gliną zwałową. Wapienie te są silnie spękane; wśród kierun ków spędań zdecydowaną przewagę posiadają: 130-135°, 42-48°. Bie

upad warstw wynosi średnio 160°/11°SW (pl. XXXIV, fig. 1). W profilu obserwowanym w zachodniej części kamieniołomu, od dołu można wyróżnić następujące skały:

1. 1,60 m — wapień kremowy, na powierzchni twardy, z żyłkami kalcytu. Składa się on z dwóch zasadniczych elementów — oolitów i gąbek zbudowanych z kalcytu. Oolity występują w pewnych nieregularnych skupieniach. W punktach największego nagromadzenia procent oolitów w stosunku do pozostałych elementów wynosi około 80%. Oprócz oolitów występują tutaj drobne skupienia chalcedonu i ziarnisty kalcyt spajający skałę. Z fauny występuje tutaj: *Prosopon rostratum* Meyer, *Terebratula zieteni* de Lor., *Lacunosella* sp., *Perisphinctes* sp., Spongiae. W opisywanej ławicy na wysokości 1,10 m od spągu występuje poziom krzemieni.

2. 1,60 m — ławica wapienia silnie spękanego z poziomem krzemieni. Oolity mniej liczne niż poprzednio. Fauna: *Prosopon rostratum* Meyer, *Megerlea* cf. *mounieri* d'Orb., *Cardioceras* cf. *alternans* v. Buch, *Perisphinctes* sp., Spongiae.

3. 1,45 m — wapień biały, zbity, silnie spękany, z krzemieniami. W mikroskopie widoczne są wtrącenia oolitów i skupienia chalcedonu. Fauna: *Prosopon rostratum* Meyer, *P.* cf. *heydeni* Meyer, *Acanthothyris* cf. *spinulosa* Opp., *Terebratula* sp.

4. 1,00 m — wapień z drobnymi krzemieniami, niemal bez fauny.

5. 2,00 m — wapień silnie zwietrzały, pozbawiony oolitów, złożony z kalcytu, gąbek, przy minimalnym udziale chalcedonu. Fauna: *Pleurotomaria* sp., *Belemnites* sp., *Trimarginites* cf. *arolicus* Opp. Ławica ta zachowana jest fragmentarycznie w osłonie dużego leja krasowego, wypełnionego rdzawą substancją ilastą z krzemieniami. W kamieniołomie tym występują ponadto dwa inne leje wypełnione białym zbitym iłem lub mułem (pl. XXXIV, fig. 2).

Jak widać z przytoczonego profilu, nie ma dużych różnic w wykształceniu poszczególnych ławic. Jedyna zmienność, która występuje z pewną prawidłowością, polega na zmniejszaniu się ku górze profilu ilości oolitów. Prawidłowość tę można obserwować również w innych kamieniołomach, chociaż nie zawsze jest ona wyraźna.

Ciekawy i nieco odmienny profil można obserwować w starym odsłonięciu przy ulicy Partyzantów (na Ściegnach).

Kamieniołom „na Ściegnach"

W odsłonięciu tym występują dwa wyraźnie różne typy wapieni:

1. wapień zbity, bardzo twardy, biały, o ziemistym przełamie, z częstymi poziomami krzemieni, tworzący wyraźne ławice przeciętnie

około 0,70-1,00 m miąższości, bardzo ubogi w faunę. Jest to zasadnicz typ wapieni występujący również w innych kamieniołomach;

2. wapień płytkowy, bez krzemieni, bogaty w drobne oolity, prze pełniony fauną rynchonell i terebratul o bardzo dobrym stanie zacho wania.

Wapienie te nie stanowią odrębnych poziomów stratygraficznych a reprezentują tylko odmiany facjalne, jak tego dowodzi boczne kontak towanie się obu typów. Należy przytem zaznaczyć, że inwentarz fauni styczny pod względem jakościowym w obydwu przypadkach jest jedna kowy, są tylko znaczne różnice ilościowe. Jest to następująca fauna: *Lacunosella trilobataeformis* Wiśn., *L. cracoviensis* (Qu.), *Cardioceras alternans* v. Buch, *Belemnites* cf. *hastatus* Blainv., *Prosopon rostratum* Meyer *Terebratula zieteni* de Lor., *T. bisuffarcinata* Schloth., *Pecten* sp.

Podobnie jak w kamieniołomie „na Górkach" również na tereni omawianego odsłonięcia rozwinięte są silnie zjawiska krasowe, których efektem jest występowanie dwóch lejów krasowych.

FAUNA I WIEK WAPIENI OPOCZYŃSKICH

A. Michalski (1884) wapienie Opoczna uważa za najstarsze utwory malmu. Znalazł on w nich formy bardzo zbliżone do *Perisphinctes birmendorfensis* Moesch., *Rhynchonella lacunosa* Schloth., *R. lacunosa* var *arolica* Opp.

Dokładniejszą stratygrafię malmu opoczyńskiego ustalił J. Lewiński (1908). Na podstawie następującej fauny zalicza on wapienie Opoczna do poziomu *Peltoceras bimammatum: Prosopon rostratum* Meyer, *Cidaris florigemma* Phill, *Megerlea loricata* d'Orb., *Lima proboscidea* Sow., *Pecten subtextorius* Münst., *Rhynchonella cracoviensis* Qu., *Terebratula bisuffarcinata* Schloth., *T. zieteni* de Lor., *Perisphinctes* sp.

W czasie prac prowadzonych przeze mnie na terenie Opoczna udało mi się zebrać i oznaczyć faunę liczniejszą niż dotychczas cytowana. Przedstawia się ona następująco:

Lacunosella trilobataeformis Wiśn.
L. cracoviensis (Qu.)
Monticlarella strioplicata (Qu.)
Megerlea loricata d'Orb.
M. cf. *mounieri* Desl.
Terebratula zieteni de Lor.
T. bisuffarcinata Schloth.
Acanthothyris cf. *spinulosa* Opp.
Pecten subtextorius Münst.
Pecten sp.
Modiola sp.
Pleurotomaria sp.
Cardioceras alternans v. Buch
Trimarginites cf. *arolicus* Opp.
Hibolites cf. *hastatus* Blainv.
Prosopon rostratum Meyer
P. heydeni Meyer
Cidaris florigemma Phill.
Crinoidae
Spongiae

Fauna głowonogów jest reprezentowana tutaj przez bardzo nieliczne kazy, wśród których zdecydowaną przewagę posiadają nieoznaczalne rzeważnie perysfinkty. Dotychczas w jurze Opoczna znane były z amoitów tylko perysfinkty, co poważnie utrudniało stratygrafię tych utwoów. Przytoczony powyżej zespół fauny pozwala na nieco odmienne i pewiejsze określenie wieku wapieni opoczyńskich.

Jak widać z tabeli 1, *Cardioceras alternans* (Salfeld 1916, tabl. II, .g. 18) dokumentuje górno-argowski wiek wapieni opoczyńskich, czyli 'skazuje, że są to utwory znajdujące się powyżej poziomu *Peltoceras* 'ansversarium lecz poniżej poziomu *P. bimammatum*. Przytoczoną forıa znana jest np. na terenie Szwabii z górnej jury alfa, z utworów oniżej poziomu *P. bimammatum*. W Polsce *Cardioceras alternans* podaʼany jest np. przez A. Łuniewskiego (1947) z wiercenia z Kąkowej Woli Rzadkiej Woli, gdzie występuje poniżej wapieni rauraku z *Lacunosella racoviensis*. J. Znosko (1953) przytacza tę formę z argowu okolic Błędoʼa. Za argowskim wiekiem wapieni z Opoczna przemawia również forma *rimarginites* cf. *arolicus* Opp., znaleziona w górnych poziomach kamieiołomu „na Górkach".

Tabela (Chart) 1
Pozycja stratygraficzna fauny wapienia opoczyńskiego
Stratigraphic position of fauna from the Opoczno limestone

Skamieniałości (Fossils)	Argow (Argovian)			Raurak (Rauracian)		
	wsch. obrzeż. G. Święt.	wał kuj.-pomorski	Jura Krak.-Częst.	wsch. obrzeż. G. Święt.	wał kuj.-pomorski	Jura Krak-Częst.
	1	2	3	1	2	3
acunosella trilobataeformis Wiśn.	+		+	+		+
cracoviensis (Q.)			+		+	+
onticlarella strioplicata (Qu.)			+			+
egerlea loricata d'Orb.	+			+	+	
erebratula zieteni de Lor.		+				
bisuffarcinata Schloth.	+	+		+		
canthothyris cf. *spinulosa* Opp.				+		
ecten subtextorius Münst.	+			+		
ardioceras alternans v. Buch		+				
rimarginites cf. *arolicus* Opp.			+			
ibolites cf. *hastatus* Blainv.			+			
rosopon rostratum Meyer					+	
heydeni Meyer						
rosoponidae	+	+			+	
daris florigemma Phill.					+	

Eastern margin of the Holy Cross Mts., *2* Kujawy-Pomeranian anticline, *3* Cracow-Częstochowa Jurassic

Również fauna brachiopodowa, a szczególnie *Lacunosella trilobatae- formis* Wiśn. występująca obok *L. cracoviensis* (Qu.) określają wiek wa pieni z Opoczna jako przejściowy między poziomem *Peltoceras transver- sarium* a *P. bimammatum*.

W oparciu o te fakty wapieniom opoczyńskim należałoby przypisa wiek górno-argowski, co w systematyce niemieckiej odpowiadałoby gór- nej jurze alfa, poniżej poziomu *P. bimammatum*.

LITOLOGIA WAPIENI OPOCZYŃSKICH

Na wstępie zaznaczam, że używając pojęcia „wapień opoczyński" nie mam na myśli jakiegoś specyficznego typu litologicznego, nieznaneg na innych terenach. Jest to po prostu pewne uproszczenie terminologiczne równoznaczne z określeniem „wapień z Opoczna".

Z charakterystycznych cech wapienia opoczyńskiego można poda następujące: brak materiału detrytycznego, obecność oolitów, liczne wy- stępowanie gąbek i częste poziomy krzemieni. Charakterystyka ta odnos się do wapieni występujących w całym profilu, zmienność bowiem w obrę- bie profilu jest bardzo nieznaczna. Jedyna prawidłowość w zmienności sprawdzona wielokrotnym planimetrowaniem szlifów pod mikroskopem polega na zmniejszaniu się ku górze profilu ilości oolitów. Liczne wystę- powanie gąbek zbliża bardzo wapienie opoczyńskie do wapieni scyfiowych

Oolity

Wielkość opisywanych oolitów zawarta jest w granicach 0,1-0,4 mm a nawet dochodzi do 0,9 mm. Tworzą one w skale nieprawidłowe sku- pienia, w których oolity nie są ułożone ściśle obok siebie, lecz rozdzielon kalcytowym spoiwem. Przeważają oolity proste, lecz zdarzają się równie oolity złożone. Te ostatnie są to utwory kuliste lub owalne, zazwycza większe od poprzednio wspomnianych, zawierające więcej niż jedno ją- dro. Charakterystyczną cechą opisywanych oolitów jest kompletny bra materiałów detrytycznych w jądrach. Jądra oolitów zbudowane są z wy- raźnie krystalicznego autogenicznego kalcytu. Oolity mają budowę nie- jednolitą. Część środkowa zbudowana jest z kalcytu grubokrystaliczneg (pod mikroskopem jasnego), otoczka — z drobnoziarnistego (szarego). Otoczka ma na przemian pierścienie jasne i ciemne. Zróżnicowanie t jest często słabo zaznaczone, pierścieni jest niewiele, a granica międz poszczególnymi strefami nieostra. Względne wymiary jądra i otoczki s różne; zazwyczaj centrum jest znacznie mniejsze od otoczki. Przy oceni względnych wymiarów jądra i otoczki należy uwzględnić rodzaj ogląda- nego przekroju, nie zawsze bowiem jest to przekrój poprowadzony prze

środek oolitu. Wydaje się, że ten moment należy również uwzględniać przy odróżnianiu oolitów właściwych od pelitu wapiennego, przekrój może bowiem być tak poprowadzony, że nie przetnie stosunkowo małego jądra, a wtedy otrzymamy jedynie przekrój otoczki, często słabo zróżnicowanej, pozornie jednolitej (pl. XXXV, fig. 1).

W szlifach omawianego wapienia znajdowałam dużo niezróżnicowanych kulistych utworów. W niektórych przypadkach są to być może oolity oglądane w niedogodnych przekrojach, zasadniczo jednak są to odmienne elementy skałotwórcze. Są one dwojakiego rodzaju: kuliste formy o rozmiarach 0,1-0,5 mm, wyraźnie wyodrębniające się od tła skalnego i formy małe (do 0,1 mm), których indywidualność w szlifach zaznacza się bardzo słabo. O ile pierwsze można by nazwać kulkami, a więc pewnymi odrębnymi od tła skalnego elementami, drugie są plamkami w obrębie tła. W ostatnim przypadku mikroskopowy obraz struktury przypomina bardzo wyróżnianą przez L. Cayeux (1935) strukturę gruzełkowatą *(structure grumeleuse)*.

Dla wyjaśnienia genezy oolitów opoczyńskich ważne jest podkreślenie następujących faktów:

1. brak materiału okruchowego w jądrach oolitów,
2. krystaliczna budowa jąder,
3. słabo zaznaczona, często niekompletnie wykształcona budowa otoczki,
4. nieostra granica oolitów i spoiwa,
5. obecność w skale struktury gruzełkowatej obok oolitów.

W związku z powyższymi faktami wydaje mi się, że w omawianym przypadku powstawanie oolitów przebiegało inaczej niż to jest powszechnie wyjaśniane wytrącaniem się węglanu wapnia na mineralnych lub organicznych jądrach krystalizacji unoszonych przez wodę.

Budowa oolitów z wapienia opoczyńskiego i ich stosunek do kalcytowego spoiwa, pozwalają przypuszczać, że struktury te powstały w wyniku procesów krystalizacji substancji węglanowej. W skale bowiem można dopatrzyć się kolejnych etapów powstawania struktury oolitowej na tej drodze. Początkowo są to wapienie zbudowane z niezróżnicowanej substancji kalcytowej, a dalej następuje różnicowanie się tej jednolitej masy na drodze krystalizacji — powstaje więc struktura gruzełkowata, a w końcu oolitowa. Postępujący dalej proces krystalizacji powoduje powstawanie oolitów złożonych, przekrystalizowanie już istniejących oolitów, co w wielu przypadkach doprowadza do zatarcia struktury oolitowej. W podobny sposób genezę niektórych oolitów w wapieniach jury skalistej okolic Krakowa objaśniał S. Dżułyński (1952).

Krzemienie

Krzemienie w wapieniu opoczyńskim występują w obrębie całego profilu. Tworzą one pewne określone poziomy odległe od siebie około 1-1,50 m, zgodne z ogólnym przebiegiem warstwowania. Rzadko można spotkać pojedyncze buły, występujące niezależnie od tych poziomów. Przeciętna wielkość buł wynosi ok. 25 cm. Kształt krzemieni jest owalny albo kulisty. Przeważają formy o barwie wiśniowo-brązowej i ciemnoszare. Opisywane krzemienie na przełamie są matowe, często mają ciemne centkowanie. Większość z nich pozbawiona jest okorowania, które — o ile występuje — charakteryzuje się białym zabarwieniem i dużą porowatością. W górnych partiach profilu krzemienie z reguły mają budowę pasmową, charakteryzującą się występowaniem regularnych pierścieni o różnej intensywności zabarwienia. Na powierzchni krzemieni znajdowałam bardzo często silnie odwapnione fragmenty fauny.

Granica krzemieni z wapieniem jest zazwyczaj równa i ostra, podkreślona kontrastowym zestawem barw skały i konkrecji. Rzadziej spotykałam krzemienie o nierównej granicy z wapieniem.

Pod mikroskopem widać, że krzemienie zbudowane są niemal wyłącznie z chalcedonu (pl. XXXV, fig. 2). Znikomy procent stanowi kwarc powstały z przekrystalizowania chalcedonu i ślady węglanów. Opalu brak zupełnie. Biorąc pod uwagę stopień krystalizacji substancji krzemionkowej, zgodnie z systematyką M. S. Švecova (1948), krzemienie opoczyńskie można by zaliczyć do grupy chalcedonowo-kwarcowej.

Struktura krzemieni jest bardzo drobnokrystaliczna. Typowych sferolitów chalcedonu jest niewiele. Główna masa drobnokrystalicznego chalcedonu wykazuje pewne słabo zarysowujące się zróżnicowanie na kuliste skupienia przypominające strukturę gruzełkowatą, znaną w wapieniach. Przypuszczam, że jest to efekt wstępnych etapów rekrystalizacji substancji krzemionkowej, doprowadzający w końcu do wykształcenia kulistych sferolitów. W ten sposób struktura krzemieni, pierwotnie jednolita, bo złożona z opalu i nierozpuszczonych szczątków organicznych, z czasem różnicuje się coraz bardziej. Z fragmentów organicznych widoczne są w szlifach igły gąbek, a właściwie ślady po nich w postaci kwarcu odtwarzającego kształt igieł.

Źródła krzemionki

Krzemionka w skałach osadowych może być pochodzenia organicznego lub mineralnego. L. Cayeux (1929) podaje m. in. następujące źródła krzemionki nieorganicznej: wietrzenie skał; ważność tego procesu pod

kreślana jest również przez wielu innych autorów np.: J. Delanque (1855), W. A. Tarr (1917), roztwory gorących źródeł, erupcje podwodne i halmyroliza krzemianów.

Ważnym źródłem organicznym według Cayeux i innych są krzemionkowe igły gąbek. W. H. Twenhofel (1950) traktuje obecność igieł gąbek w krzemieniach jako przypadkową, nie związaną z genezą krzemieni. Szczególnie opinia ta dotyczy krzemieni, w których spikule występują rzadko. Cayeux zwraca jednak uwagę, że rozkład igieł bywa często tak kompletny, że nie pozostają po spikulach żadne ślady. Ciekawe są przypadki braku krzemieni lub nielicznego ich występowania w wapieniach bardzo bogatych w organiczne szczątki krzemionkowe. W skałach tych krzemionka jest rozproszona. Brak koncentracji SiO_2 w tym przypadku Cayeux tłumaczy obecnością dużej ilości jąder krystalizacji (igieł gąbek), które w rezultacie nie skupiają, a rozpraszają krzemionkę.

Również w przypadku krzemieni opoczyńskich należy uważać spikule za podstawowe źródło SiO_2. Nie można jednak wyłączyć możliwości udziału krzemionki nieorganicznej przyniesionej w postaci koloidalnej z lądu. Za przypuszczeniem organicznego pochodzenia krzemionki w omawianym przypadku przemawia obecność igieł gąbek w krzemieniach i nagromadzenie gąbek w wapieniach. Igły w krzemieniach nie są zbyt liczne, uważam jednak, że fakt ten nie świadczy o pierwotnie znikomym udziale gąbek w budowie osadu. Krzemionka z gąbek przed przejściem w skład krzemieni zatraciła swój organiczny charakter na skutek rozpuszczania. Pozostały tylko nieliczne igły, odgrywające rolę ośrodków krystalizacji.

Przy założeniu organicznego źródła krzemionki, zastanawiająca jest olbrzymia koncentracja igieł gąbek, która musiała mieć miejsce na dnie morza. O rozmiarach współczesnej koncentracji tych elementów mogą świadczyć dane dotyczące współczesnych gąbek z dna jeziora Bajkał. Ogólna ilość SiO_2 zawarta w gąbkach występujących na 1 ha powierzchni dna wynosi 200 kg.

Rozpuszczanie i strącanie krzemionki

Rozpuszczanie igieł gąbek zależy od szeregu warunków. Nie bez wpływu pozostaje organiczne pochodzenie tych elementów, na co zwracają m. in. uwagę W. J. Sollas i J. Thoulet (fide Cayeux 1929). Igły gąbek są bowiem za życia silnie atakowane przez różne czynniki biochemiczne, przez co stają się mniej odporne na rozpuszczanie. Rozkład ten jest szybki, o czym świadczyć mogą współczesne obserwacje nad igłami gąbek, wydobywanymi z dna mórz (Cayeux 1929). Obserwowane fakty Murray i Irvine (fide Cayeux 1929) poparli doświadczeniem wykazując, że istotnie

woda morska, działająca na muł złożony ze szczątków organicznych wapiennych i krzemionkowych, rozpuszcza stopniowo substancję krzemionkową. Oczywiście proces ten zachodzi przy określonym chemizmie wody morskiej, a mianowicie przy lekko alkalicznym odczynie środowiska (Correns 1925). W jurajskim basenie sedymentacyjnym istniały warunki sprzyjające rozpuszczaniu ze względu na duże nagromadzenie w roztworze i osadzie $CaCO_3$.

Powstała w ten sposób wolna krzemionka przechodzi bądź do roztworu właściwego, bądź tworzy fazę koloidalną. Charakter roztworu zależy od stężenia SiO_2 i od pH wody morskiej. Graniczna wartość stężenia SiO_2 wynosi według R. W. Harmana (fide Višniakov 1953) 3 mg SiO_2/1 l.

Koncentracja i wytrącanie substancji krzemionkowej zachodzą przy zmianie warunków sprzyjających rozpuszczaniu, procesom tym sprzyja więc zobojętnienie lub lekkie zakwaszenie środowiska.

Czas tworzenia się krzemieni

Biorąc pod uwagę powyższe kryterium można wyróżnić następujące typy krzemieni: synsedymentacyjny, wczesnodiagenetyczny, diagenetyczny, późnodiagenetyczny i epigenetyczny.

Krzemienie opoczyńskie uważam za wczesnodiagenetyczne. Przemawia za tym: 1. występowanie buł krzemiennych w poziomach zgodnych w przybliżeniu z warstwowaniem, 2. obecność fauny „wtopionej" na powierzchni buł, 3. koncentracja organicznych elementów krzemionkowych i procesy związane z przemianami substancji organicznej, wymagają pewnego okresu czasu, toteż proces tworzenia się krzemieni w stosunku do sedymentacji wapieni opoczyńskich jest nieco opóźniony. Zachodzi on w okresie wczesnej diagenezy, przy dużej plastyczności osadu.

Fakt występowania krzemieni w określonych poziomach świadczy nie tylko o czasie powstania krzemieni; w przypadku konkrecji synsedymentacyjnych jest także pewnym dokumentem zmienności warunków sedymentacji; M. G. Rutten (1957) zmienność tę widzi w temperaturze i głębokości basenu sedymentacyjnego, które wpływają na charakter fauny, a więc na periodyczne masowe występowanie gąbek. W przypadku wczesnodiagenetycznych krzemieni opoczyńskich poziomy konkrecji można by wiązać raczej ze zmianami chemizmu wody morskiej przykrywającej osad i ze zmianami pH decydującymi o rozpuszczaniu lub wytrącaniu SiO_2.

Obserwowana w krzemieniach opoczyńskich pewna pasowość, o której wspomniałam na wstępie, nasuwa myśl istnienia etapowości w tworzeniu się tych form. W ten sposób np. A. Gaweł (1924) tłumaczy to zja

wisko w krzemieniach kredowych. W przypadku krzemieni opoczyńskich jaśniejsze pierścienie nie różnią się ani strukturą ani teksturą od pozostałych pasów, a tylko zawartością bituminów. Fakt ten wskazuje na koagulującą rolę substancji organicznej oraz świadczy o jednoczesności powstawania całych buł w osadzie niestwardniałym.

Warunki powstawania wapieni opoczyńskich

Przedstawiona powyżej analiza makro- i mikroskopowa wapieni opoczyńskich pozwala na wyciągnięcie pewnych wniosków o warunkach sedymentacji.

Brak materiału detrytycznego, znikome zailenie osadu, świadczą o sedymentacji węglanowej poza strefą wpływów substancji terrygenicznej. Brzeg basenu jurajskiego musiał znajdować się w dość znacznej odległości. Nie był to basen płytki, ani zbyt głęboki — zapewne sublitoralny. Dobry stan zachowania fauny, obecność form o bardzo delikatnej nieraz budowie (np. *Pecten*), czy masowe występowanie gąbek o niezbyt zwięzłych szkieletach świadczą, że sedymentacja zachodziła poniżej strefy falowania. Nie była to jednak znaczna głębokość, czemu przeczy przede wszystkim charakter sedymentacji węglanowej, typowej dla stref płytkich.

Intensywne wytrącanie węglanu wapnia i dość liczne występowanie fauny o szkielecikach zbudowanych z $CaCO_3$ pozwalają przypuszczać, że sedymentacja ta odbywała się w stosunkowo ciepłym morzu. O dobrym przewietrzaniu partii zbiornika, w której sedymentował osad, świadczą znikome ślady bituminów spotykane tylko w krzemieniach.

Wapienie opoczyńskie powstawały więc w dużym basenie sedymentacyjnym, który zalewał całe Góry Świętokrzyskie i ich obrzeżenie. Kontakty między różnymi strefami basenu były jednak słabe, o czym świadczy znikomy udział fauny amonitowej, przy równoczesnym znacznym jej występowaniu w wapieniach wschodniego obrzeżenia. ,

JURA OPOCZYŃSKA A UTWORY JURAJSKIE NA SĄSIEDNICH OBSZARACH

W najbliższym sąsiedztwie Opoczna podobne utwory odsłaniają się w Paradyżu, Miedznie Drewnianej. Opisywane są one w literaturze (Lewiński 1908) jako raurackie.

W stosunku do utworów wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, oksford Opoczna wydaje się reprezentować nieco głębszą fację. Od utworów okolic Stoków i Bałtowa różni się bowiem znacznie mniejszą

zawartością substancji ilastej oraz odmiennym charakterem fauny (Samsonowicz 1934). Utwory Stoków i Bałtowa reprezentują fację brachiopodowo-małżową ze znacznym udziałem amonitów; facja opoczyńska zawiera bardzo nieliczne małże.

Wapienie opoczyńskie są natomiast bardziej zbliżone do scyfiowej facji okolic Podgrodzia, zarówno litologicznie jak i faunistycznie (jeśli chodzi o faunę nieamonitową). Wapienie z Podgrodzia są w dole scyfiowe, a w górze płytowe, skaliste, bogate w krzemienie. W wapieniach tych przeważa fauna nieamonitowa. Wapienie scyfiowe zawierają jednak wkładki bardziej margliste z fauną amonitową, których odpowiedników brak na terenie Opoczna. Można jednak w pewnym przybliżeniu uważać argow Opoczna za utwór odpowiadający facjalnie wapieniom z Podgrodzia. Wapienie scyfiowe są również panującą facją rauraku na tych terenach. Oprócz nich pojawia się facja rafowa.

Na terenie południowego obrzeżenia malm odsłania się między Małogoszczem a Czarną Nidą (Świdziński 1931). Oksford wyrażony jest tutaj kompleksem biało-kremowych wapieni, twardych z licznymi gąbkami i bogatą fauną amonitową. Raurak dolny reprezentuje fację skalistą prawie bez krzemieni, ubogą w skamieniałości, wśród których przewagę mają brachiopody i małże. Ponadto występują korale. W wyższych poziomach rauraku bardzo częste są buły krzemienne. Zespół faunistyczny jest jednak odmienny niż w wapieniach opoczyńskich.

Pewne podobieństwo istnieje również między wapieniami opoczyńskimi a odpowiednimi utworami na wale kujawskim. W wierceniach w okolicach Szczebłotowa (Łuniewski 1947, Znosko 1957) argow wykształcony jest w postaci zbitych, białych wapieni, w których ze skamieniałości przeważają terebratule i rynchonelle a oprócz tego występuje: *Athyris spinosa, Megerlea pectunculus,* gąbki i Prosoponidae. Również duże podobieństwo facjalne istnieje między wapieniami z Opoczna a gąbkowymi wapieniami z wiercenia w Kąkowej Woli (Łuniewski 1947, Znosko 1957), których wiek udokumentowany jest obecnością *Cardioceras alternans.*

Utwory rauraku na wale kujawskim wykształcone są w przeważającej masie jako zbite wapienie scyfiowe. Istnieje również facjalne podobieństwo tych utworów z wapieniami opoczyńskimi.

Znacznie mniej analogii można dopatrzyć się między jurą Opoczna a górnym oksfordem Jury Krakowsko-Częstochowskiej (Różycki 1953). W obszarze częstochowskim bowiem górny oksford ma charakter wapieni płytowych, często okruchowych, silnie marglistych, z dość liczną fauną amonitową.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w grudniu 1957 r.

LITERATURA CYTOWANA

BRYJEVIČ S. A. 1953. K geochimii kriemnia w morie. — Izw. Ak. Nauk SSSR (ser. geoł.), nr 4.

CAYEUX L. 1916. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires.

— 1929. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris.

— 1935. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Paris.

CORRENS C. W. 1925. Über Verkieselung von Sedimentgesteine. — N. Jb. Min. etc., Abt. A, Bd. 52.

DELANQUE J. 1855. Sur la formation des silex. — B. S. C. F., vol. XII.

DŻUŁYŃSKI S. 1952. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the upper jurassic limestones in the Cracow area). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI. Kraków.

GAWEŁ A. 1924. Beiträge zur Kenntnis der Feuersteine und Hornsteine aus dem südpolnischen Gebiete. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Lettr., Ser. A. Kraków.

LEWIŃSKI J. 1908. Utwory jurajskie tzw. Pasma Sulejowskiego. — Rozpr. Ak. Um., ser. A, t. VII. Kraków.

— 1912. Utwory jurajskie na zachodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. — Spraw. Tow. Nauk. Warsz., t. V. Warszawa.

ŁUNIEWSKI A. 1947. Z geologii okolic Radomska i Cztery głębokie wiercenia na Kujawach. Wyd. pośmiertne prac ze wspomn. (Notes on geology in the vicinity of Radomsko, Central Poland and Four deep bore-holes in Kujawy). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 38. Warszawa.

MICHALSKI A. 1884. Badania geologiczne dokonane w 1883 r. w północno-zachodniej części guberni radomskiej i kieleckiej. — Pam. Fizjogr., t. IV. Warszawa.

— 1885. Formacja jurajska w Polsce. — Ibidem, t. V. Warszawa.

— 1888. Sprawozdanie z badań w południowej części guberni radomskiej. — Ibidem, t. VII. Warszawa.

PASSENDORFER E. 1925. Sprawozdanie z badań geologicznych w granicach arkuszy Przedbórz i Opoczno oraz w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques, exécutées en 1924 sur les feuilles Przedbórz et Opoczno et dans la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 10. Warszawa.

— 1928 Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1927 na arkuszu Opoczno (Compte-rendu des recherches exécutées en 1927 pour la feuille Opoczno). — Ibidem, nr 19/20. Warszawa.

— 1929. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1928 na arkuszu Opoczno (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1928 pour la feuille Opoczno). — Ibidem, nr 22/23. Warszawa.

— 1930a. Sprazwodanie z badań, wykonanych w r. 1929 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1929 pour la feuille Opoczno et dans la Tatra). — Ibidem, nr 25. Warszawa.

— 1930b. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques, faites en 1930 pour la feuille Opoczno, ainsi que dans la Tatra). — Ibidem, nr 28. Warszawa.

— 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1931 pour la feuille Opoczno et dans la Tatra). — Ibidem, nr 31. Warszawa.

— 1935. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1934 na arkuszu Opoczno oraz w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées sur la feuille Opoczno et dans la Tatra en 1934). — Ibidem, nr 41. Warszawa.

RÓŻYCKI S. Z. 1939. Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w r. 1938 w strefie występowania jury na północnym i wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Recherches géologiques et travaux de prospection en 1938 dans la zone d'affleurement du Jurassique sur le bord septentrional et oriental du Massif de S-te Croix). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 15. Warszawa.

— 1948. Uwagi o Rhynchonellidach jury górnej pasma Krakowsko-Częstochowskiego (Remarks about Upper Jurassic Rhynchonellidae of the Cracow-Częstochowa Chain). — Ibidem, 42. Warszawa.

— 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej (Wierchnij dogger i niżnij malm krakovsko-čenstochovskogo jurskogo kriaża). — Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol). Warszawa.

RUTTEN M. G. 1957. Remarks on the genesis of flints. — Amer. J. Sci, vol. 255. New Haven.

SALFELD H. 1916. Die Cardioceraten des oberen Oxford und Kimmeridge. — Zschr. Dt. Geol. Ges., Bd. 67. Berlin.

SAMSONOWICZ J. 1934. Objaśnienia arkusza Opatów. P. I. G.

ŠVECOV M. S. 1948. Petrografia osadočnych porod. Gos. Izd. Geol. Lit. Min. Geoł. SSSR.

ŚWIDZIŃSKI H. 1931. Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą (Dépôts jurassiques entre Małogoszcz et la Czarna Nida, versant sud-ouest du Massif de Ste-Croix). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI. Warszawa.

TARR W. A. 1917. Origin of the Chert in the Burlington Limestone. — Amer. J. Sci. vol. 44. New Haven.

TWENHOFEL W. H. 1950. Principles of sedimentation. New York.

VIŠNIAKOV B. 1953. Kriemnistyje obrazovania v karbonatnych porodach niżniego i sriedniego karbona. — Izv. Ak. Nauk SSSR, ser. geoł., nr 4. Moskva.

ZNOSKO J. 1957. Rewizja stratygrafii czterech głębokich wierceń na Kujawach (Revision of the stratigraphy of four deep drillings in the Kujawy Region Middle Poland). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 105. Warszawa.

И. ДМОХ

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ИЗ ОПОЧНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ПОЛЬША)

(Резюме)

На территории Опочна, находящегося в пределах северо-запад ного мезойского окаймления Свентокжиских Гор, обнажаются образо вания нижнего мальма. Это известняки лишенные детритически компонентов, в которых в неправильных накоплениях выступают мел кие оолиты возникшие преимущественно в результате рекристалли зации углекислого кальция. Частыми породообразующими элемен

тами являются тоже губки, что приближает описываемые опочинские известняки к сцифиевым. Фациальная изменчивость известняков в профиле очень незначительная. Кремни выступающие в известняках из Опочна принадлежат к диагенетическому типу.

До настоящего времени эти образования были причислены к горизонту *Peltoceras bimammatum*. На основании комплекса фауны, найденной автором (*Cardioceras alternans* v. Buch, *Trimarginites* cf. *arolicus* Opp., *Hibolites hastatus* Blainv., *Lacunosella trilobataeformis* Wiśn., *L. cracoviensis* Qu. и другие), опочинским известнякам можно приписать верхне-арговийский возраст, что в немецкой систематике отвечает верхней юре α, ниже горизонта *Peltoceras bimammatum*.

I. DMOCH

THE JURASSIC AT OPOCZNO (CENTRAL POLAND)

(Summary)

ABSTRACT: The Opoczno limestones (the north Mesozoic marginal area of the Holy Cross Mts.), so far referred to the *Peltoceras bimammatum* zone in the Lower Malm, are here shown to belong to the lower *Cardioceras alternans* zone. Lack of detritic material in limestones and their character resembling the spongeous type indicate that they were deposited in a moderately deep basin far distant from the sea-shore

The Opoczno area belongs to the north-western Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. Lower Malm deposits, so far referred to the Rauracian, outcrop here. They have developed as limestones, characterised by absence of detritic material, presence of oolites and sponges, and by chert horizons. These features are characteristic of limestones throughout the profile as only very slight variations are displayed. On the structure of oolites from the Opoczno limestones it may reasonably be supposed that these products are a result of the re-crystallization process of a carbonate substance. Cherts from the Opoczno limestone belong to the diagenetic type. Sponge spicules were the probable source supplying the silica material. The facial development of Opoczno limestones indicates that this sediment was deposited in a shallow sea at some distance from the sea coast. The sea was a warm and well aerated one.

The Opoczno limestones contain a fauna with predominance of brachiopods. Of the cephalopods, perisphincts only have been known thus far. The faunal assemblage collected by the present writer from the Opoczno limestones has enabled a somewhat different and more reliable age asignment to be made in the case of these limestones. Some of the

more significant forms occurring there are *Cardioceras alternans* v. Buch, *Trimarginites* cf. *arolicus* Opp., *Hibolites* cf. *hastatus* Blainv., *Lacunosella trilobataeformis* Wiśn., *L. cracoviensis* (Qu.), *Monticlarella strioplicata* (Qu.), *Megerlea loricata* d'Orb., *Prosopon rostratum* Meyer and others. On the here mentioned fauna the Opoczno limestones may be assigned the upper Argovian age which, according to German systematics, corresponds to the Upper Jurassic α below the *Peltoceras bimammatum* zone.

Laboratory of Dynamic Geology
at the Warsaw University
Warszawa, December 1957



Fig. 2



Fig. 1

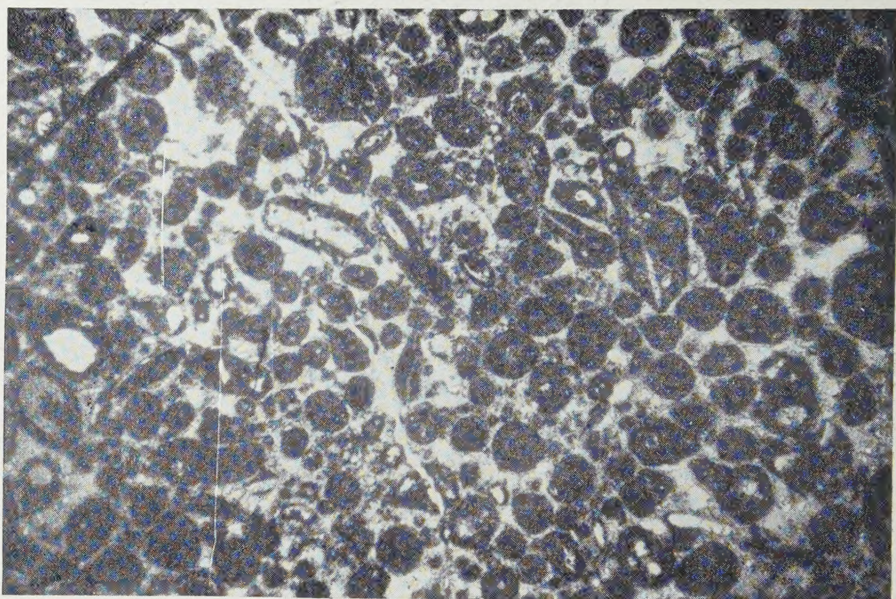


Fig. 1

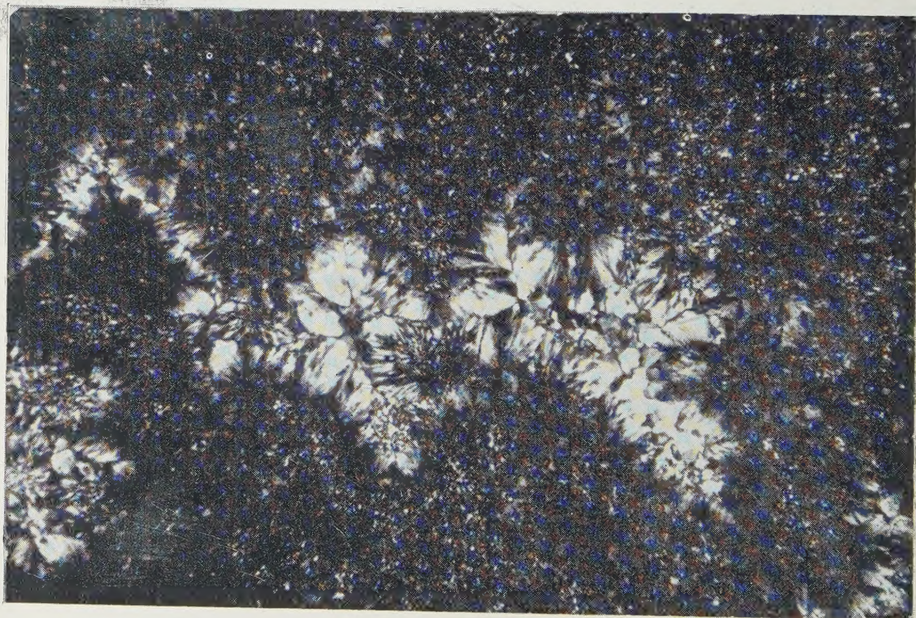


Fig. 2